J. Martín Hernández
Marlen Rojo,
Mariela Fuentes
Alma Velázquez
Martín Bolaños
Editores

Programa Mexicano del Carbono

Serie: Síntesis Nacionales

Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2020

Programa Mexicano del Carbono | PMC
Universidad Autónoma Metropolitana - Unidad Xochimilco | UAM-X

PMC Programa Mexicano del Carbono
Red Temática del CONACYT

Stanford | México Clean Economy 2050

The Ocean Foundation

INECC Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático

The Nature Conservancy México

Universidad Autónoma Metropolitana Casa abierta al tiempo Unidad Xochimilco

CONACYT Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología

Gobierno del Estado de México

Probosque Estado de México

EDOMÉX Decisiones firmes, resultados fuertes.

PMC
Programa Mexicano del Carbono
Red Temática del CONACYT

Forma correcta de citar:

Hernández, J. M., M. Rojo., M. Fuentes., A. Velázquez y M. Bolaños (Editores). 2020. Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2020. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Universidad Autónoma Metropolitana-Xochimilco. Texcoco, Estado de México, México. ISSN en trámite. 602 p.

Programa Mexicano del Carbono A.C.
Calle Chiconautla No. 8 Interior A
Colonia Lomas de Cristo, Texcoco, Estado de México, México

www.pmcarbono.org
Esta obra fue elaborada por el Programa Mexicano del Carbono (PMC).
Se prohíbe la reproducción parcial o total de esta obra, por cualquier medio.

Diseño Gráfico: Oscar J. Velázquez R.

ESTADO ACTUAL DEL CONOCIMIENTO DEL CICLO DEL CARBONO Y SUS INTERACCIONES EN MEXICO: SINTESIS A 2020, año 2, No. 2, enero - diciembre de 2020. Es una publicación anual editada por el Programa Mexicano del Carbono, A.C., calle Chiconautla No. 8 Interior A, Colonia Lomas de Cristo, C.P. 56225 Texcoco, Estado de México, México. Tel. +52 (595) 951•2182, www.pmcarbono.org Editor responsable: José Martín Hernández Ayón. Reservas de Derechos al Uso Exclusivo No. 04-2022-072719542900-102, ISSN en trámite. Ambos otorgados por el Instituto Nacional del Derecho de Autor. Responsable de la última actualización de este Número: José Martín Hernández Ayón, Calle Chiconautla No. 8 Interior A, Colonia Lomas de Cristo, C.P. 56225 Texcoco, Estado de México, México, fecha de última modificación, febrero de 2021.

Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2020

J. Martín Hernández, Marlen Rojo, Mariela Fuentes, Alma Velázquez y Martín Bolaños

EDITORES

Programa Mexicano del Carbono (PMC)

Universidad Autónoma Metropolitana - Unidad Xochimilco (UAM-X)

Xochimilco, CDMX, México

Diciembre 2020

Índice de Revisores

Dr. Carlos Orión Norzagaray
Instituto de Investigaciones Oceanológicas,
Universidad Autónoma de Baja California

Dra. Cecilia Chapa Balcorta
Universidad del Mar

Dra. Claudia Teutli Hernández
Centro de Investigación y de Estudios Avanzados del
Instituto Politécnico Nacional, Unidad Mérida

Dr. Enrico Arturo Yépez González
Departamento de Ciencias del Agua y Medio Ambiente,
Instituto Tecnológico de Sonora

Dr. Gilberto Vela Correa
Universidad Autónoma Metropolitana,
Unidad Académica Xochimilco

Índice de Revisores

Dr. José Martín Hernández Ayón
Instituto de Investigaciones Oceanológicas,
Universidad Autónoma de Baja California

Dra. Mariela Hada Fuentes Ponce
Universidad Autónoma Metropolitana,
Unidad Xochimilco

Dr. Oscar Luis Briones Villarreal
Instituto de Ecología, A. C.

Dr. Ramón Sosa Ávalos
Centro Universitario de Investigaciones Oceanológicas,
Universidad de Colima

Dr. Fernando Paz Pellat
Colegio de Postgraduados

Prólogo

El Programa Mexicano del Carbono se complace en presentar al público, como cada año desde su formación en 2005, la Síntesis Nacional del 2020, obra que conjunta el esfuerzo realizado por numerosos científicos, tanto nacionales como extranjeros, para impulsar la investigación y conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México.

Como ya es tradición, durante el XI Simposio Internacional del Carbono en México se presentaron más de 90 contribuciones en las diversas áreas temáticas que conforman el Comité Científico: Atmósfera, Dimensión Social, Ecosistemas Acuáticos, Ecosistemas Costeros, Ecosistemas Marinos, Ecosistemas Marinos, Ecosistemas Terrestres y Sistemas Agropecuarios. En esta ocasión, por respuesta a los eventos mundiales que acontecen en relación a la pandemia, el evento tuvo lugar de manera virtual en Xochimilco, México, bajo el auspicio del Programa Mexicano del Carbono y la Universidad Autónoma Metropolitana.

El Simposio se enfocó en los temas transversales prioritarios de los estudios del carbono en México: flujos de carbono entre océano-continente, implementación de estrategias de REDD+ y/o Soluciones Naturales Climáticas, relación entre la diversidad biológica y el ciclo del carbono, estimación de emisiones y remociones de carbono multiescala, relación gobernanza-políticas públicas-información y conocimiento científico, economía del carbono, género y paisajes rurales competitivos y desarrollo bajo en carbono, modelación y síntesis de la dinámica del carbono, flujos horizontales y verticales en la interfaz vegetación-atmósfera, entre otros.

Los trabajos expuestos, todos de excelente calidad académica, se sometieron a la opinión de la comunidad científica, dando lugar a intensas jornadas de discusión, con una visión multidisciplinaria y multi institucional, siempre bajo una óptica de integración del conocimiento de las diferentes áreas sobre el Ciclo del Carbono y sus interacciones. Con una importante participación de jóvenes científicos y, teniendo como premisa el interés común, se discutieron los nuevos paradigmas de investigación sobre el Ciclo del Carbono y sus tecnologías de estudio, con la finalidad de continuar con la labor emprendida por sus mentores hace quince años, de desarrollar modelos y estrategias ex profeso para México, acordes con sus necesidades, su realidad política, económica, social y ambiental. Cada investigación aquí plasmada representa, por tanto, el esfuerzo de la comunidad científica por mejorar las condiciones del país.

Se agradece enormemente su interés y entusiasmo de este colectivo científico y esperamos que esta publicación sea un aliciente más para continuar en la consecución de las metas en tan relevante tema.

José Martín Hernández Ayón

Coordinador General

Programa Mexicano del Carbono

Contenido

Capítulo 1
Atmósfera 17

1.1 Emisiones de metano de un biodigestor rústico tipo Batch durante la producción de biofertilizantes 19

1.2 Eficiencia de uso de agua a nivel ecosistema en un paisaje fragmentado de bosque tropical seco 25

1.3 Activación y decaimiento de la respiración del suelo en un gradiente de sucesión ecológica del bosque tropical seco 31

1.4 Monitoreo isotópico de la lluvia para la generación de la línea meteórica local de Ciudad Obregón, Sonora, México 38

1.5 Emisiones de metano entérico en ganadería bovina en México: la necesidad impostergable de contar con inventarios nacionales precisos, investigación y estrategias viables de mitigación 43

1.6 Efecto de tres plantas sobre las emisiones de metano por fermentación entérica en ganado bovino 56

Capítulo 2
Dimensión Social 63

2.1 La clasificación de sistemas agroforestales: las contribuciones del café bajo sombra a la sustentabilidad 65

2.2 La descentralización forestal en México en el marco de las prioridades globales sobre carbono 72

2.3 Costo de las políticas públicas asociadas al manejo de la roya en los cafetales bajo sombra de la Sierra Madre de Chiapas 81

Capítulo 3
Ecosistemas Acuáticos 87

3.1 Dinámica de la presión parcial de CO_2 a lo largo del río Usumacinta, México 89

3.2 Carbono orgánico disuelto en dos lagos tropicales de alta montaña, El Sol y La Luna, Nevado de Toluca 98

3.3 Morfometría y estado trófico determinan la biomasa de los macroinvertebrados bentónicos en lagos kársticos tropicales 105

3.4 Variación interanual de la concentración de clorofila a total (1998 a 2018) del lago de Alchichica, Puebla 112

3.5 Estimación de la relación Z_{DS}, turbidez, SST y COP en el río Usumacinta, México 118

3.6 Biomasa del zooplancton de un sistema de lagos kársticos del sureste de México, Chiapas 125

3.7 Dinámica estacional de las fuentes de carbono de los macroinvertebrados bentónicos en arroyos del Río Lacantún 131

3.8 Hacia el acoplamiento Energía-Agua-Carbono: perspectiva de promedios de largo plazo 138

Capítulo 4
Ecosistemas Costeros 145

4.1 Caída de hojarasca y flujo de carbono de *Avicennia germinans* en el manglar de Tumilco 147

4.2 Color como indicador de concentración de carbono en sedimentos de manglar: Caso de El Playón 155

4.3 Evaluación retrospectiva de inventarios de Carbono Azul en áreas de manglar del Pacífico mexicano (Mazatlán, Sinaloa) 162

4.4 Características morfométricas y almacenes de carbono aéreo de tres paisajes de pastos marinos de Yumbalam 168

4.5 Concentración de carbono orgánico en sedimentos de manglar de una laguna antropizada 177

4.6	Cronologías recientes con ^{210}Pb para el estudio de la acumulación de carbono azul en sedimentos de sistemas costeros de México	183
4.7	Dinámica del carbono inorgánico disuelto en Bahía de los Ángeles, Golfo de California, México	191
4.8	Producción bacteriana de carbono en ecosistemas acuáticos	198
4.9	Complejidad estructural y oleaje como componentes asociados a la variabilidad de los almacenes de carbono en pastos marinos	204
4.10	Potencial del almacenamiento de carbono en suelo de los manglares del noroeste de México	210
4.11	Sedimentación y carbono orgánico en manglares de la Península de Yucatán	216
4.12	Floculación de materia orgánica disuelta fluvial al mezclarse con agua de mar en la costa	221
4.13	Variabilidad anual del estado de saturación de aragonita en una bahía naturalmente acidificada	227
4.14	Probando un sensor comercial de pH para su uso en la zona costera	234
4.15	Almacén de carbono en sedimentos en una zona de restauración ecológica	241
4.16	Contribución de carbono de las algas verdes calcáreas en la costa norte de Yucatán, México	247
4.17	Fijación neta de carbono por pastos marinos (*Phyllospadix* spp.) en una isla del Pacífico Mexicano	253

Capítulo 5
Ecosistemas Marinos 261

5.1	Carbonato de calcio en una bahía tropical subóxica/anóxica del Golfo de California	262
5.2	Variación de los grupos, biomasa y carbono del fitoplancton como respuesta a la contaminación por petróleo en mesocosmos	268
5.3	Intercambio de CO_2 océano-atmósfera frente a la desembocadura del río Balsas, México (Pacífico tropical mexicano)	277

5.4 Determinación vertical de la dinámica del sistema de carbono en una estación oceánica en Manzanillo 283

5.5 Caracterización mineralógica de los carbonatos de algas coralinas de la Bahía de La Paz, BCS 292

5.6 Energy, water, and CO_2 air-sea exchange from a coastal lagoon in the Gulf of California 298

5.7 Efecto del río Copalita sobre el sistema de carbonatos en la zona costera de Bahías de Huatulco, Oaxaca, México 304

5.8 Flujos de CO_2 entre aire-agua en la Laguna de Cuyutlán, Manzanillo, México 311

5.9 Magnitud de la Productividad Primaria, de los flujos de carbono orgánico y de la eficiencia de la Producción Exportada en los mares mexicanos 318

5.10 Climatología del Golfo de Tehuantepec y su efecto en el aprovechamiento del carbono inorgánico disuelto en la actividad biológica en cuatro bahías del Parque Nacional Huatulco, durante la temporada de Tehuanos, 2020 331

5.11 Dinámica del sistema de carbono en la columna de agua en el Sistema Frontal de Baja California Sur durante julio-agosto del 2019 337

5.12 Carbono antropogénico en el Pacífico frente a México 343

5.13 Comparación costa-océano del carbono inorgánico disuelto y alcalinidad total en mayo 2019 al norte de Sinaloa 349

5.14 Distribución de Pterópodos en el Golfo de México: los centinelas de la acidificación oceánica 355

5.15 Distribución vertical de algunas variables del sistema de carbono en el límite superior de la alberca cálida del Pacífico tropical mexicano 361

Capítulo 6
Ecosistemas Terrestres 367

6.1 Servicios ecosistémicos en suelos del ejido Ojo de Agua de los Montes, Aguascalientes 369

6.2 Reservorios de biomasa y carbono aéreo en el bosque templado de la microcuenca del Río Hueyapa, Guerrero, México 376

6.3 Ecuaciones alométricas para la distribución de biomasa aérea de *Piscidia piscipula* en Campeche, México 383

6.4	Cambio de uso de suelo y cambio climático en Coatepec, Ixtapaluca, Estado de México	389
6.5	La heterogeneidad del estrato arbóreo modifica la descomposición del mantillo en un bosque de oyamel	395
6.6	Patrón geográfico de la transformación de N en los suelos urbanos y rurales	402
6.7	Microhongos asociados a carbono orgánico en suelo del Parque Sierra de Guadalupe, centro de México	409
6.8	Estimación del carbono orgánico en suelos forestales de Tlahuapan, Puebla	416
6.9	Almacén de carbono orgánico en suelos semiáridos de una cuenca hidrográfica de Tepanco de López, Puebla, México	421
6.10	Estimación de carbono en ecosistemas forestales de pino (*Pinus oocarpa*) en ejidos de Cintalapa, Chiapas	425
6.11	Contenido de carbono y nitrógeno del suelo y mantillo en dos manejos forestales en la Sierra Norte de Oaxaca	430
6.12	Carbono almacenado en biomasa arbórea del bosque templado de Capulálpam de Méndez, Oaxaca, México	436
6.13	Distribución espacial del carbono atmosférico fijado en los suelos de Milpa Alta, CDMX	442
6.14	Pérdida de carbono orgánico total en rasgos de erosión acelerada en el volcán Acopiaxco, CDMX	449
6.15	Dynamics of spatially-integrated soil moisture and phenology in an early successional tropical dry forest	456
6.16	Estimación de indicadores de Productividad Primaria en ecosistemas semiáridos: trasladando modelos locales a la extensión de los ecosistemas	463
6.17	Fertilidad de los suelos cafetaleros bajo sombra de la Sierra Madre de Chiapas, México	469
6.18	Una nota de precaución para los meta análisis de la dinámica del carbono orgánico de los suelos	476
6.19	Índice de área foliar efectiva e índices de transmisión de luz en dos sitios de bosque tropical seco con diferente estado de sucesión ecológica en el noroeste de México	482

6.20 Indicadores de degradación biológica del suelo en zonas áridas del norte de México: efectos estacionales y de cambio de uso de suelo sobre su funcionalidad 488

6.21 Variación temporal de la respiración del suelo en matorrales xerófilos y campos agrícolas en el sureste del estado de Coahuila 493

6.22 Almacenes de carbono orgánico del suelo en humedales ribereños y tierras altas adyacentes 499

6.23 Carbono en el sistema agua-sedimento-suelo a lo largo de la subcuenca del río Nexapa, Puebla 506

6.24 Índices de vegetación y productividad en un bosque tropical seco del noroeste de México 513

6.25 Contribución de los sistemas silvopastoriles al almacenamiento de carbono en la región Costa Sur de Jalisco, México 519

6.26 Estabilización del carbono orgánico del suelo: estudio de caso 524

Sección 7
SISTEMAS AGROPECUARIOS 533

7.1 Concentraciones de carbono orgánico en suelos con nopales cultivados y silvestres en San Nicolás Tetelco, Ciudad de México 535

7.2 Cambios de carbono orgánico del suelo en sistemas de cultivo de quinua (*Chenopodium quinoa* Willd.) 542

7.3 Almacén de carbono en un sistema agroforestal de café bajo sombra en Oaxaca, México 547

7.4 Labranza de conservación: efecto en la labilidad de las fracciones de carbono orgánico del suelo 552

7.5 Propuesta de un Sistema para el cálculo de Captura de Carbono Aéreo en Café (SICCACC) 557

7.6 Fertilidad y almacén de carbono en el suelo en dos sistemas de producción: plantación forestal y cultivo de maíz 564

7.7 Almacén de carbono en el suelo de huertos de aguacate con diferente manejo de fertilización 570

7.8 Efecto de cultivos perennes sobre MOS y actividad microbiana en suelos cañeros en Amatlán, Veracruz 575

7.9	Carbono almacenado en sistemas agroforestales de café en Ixhuatlán del Café, Veracruz	581
7.10	Respuesta vegetal y microbiana al cambio de fertilizantes en un cultivo de amaranto (*Amaranthus* sp.)	585
7.11	Cambios en la materia orgánica, pH y fósforo provocados por la quema agrícola en el Valle de Mexicali, Baja California	591
7.12	Acumulación de COS en sistemas de producción cereal-cereal con prácticas de agricultura de conservación en *Vertisoles* de Guanajuato	595

1 Atmósfera

1.1. Emisiones de metano de un biodigestor rústico tipo Batch durante la producción de biofertilizantes

López-Rodríguez Néstor I.[1]; Medina-Orozco Lenin E.[1] y Sánchez-Duque Alexander[1]

[1]Tecnológico Nacional de México/I.T Valle de Morelia. Carretera Morelia Salamanca km 6.5. C.P 58100. Morelia, Michoacán, México. Autor para correspondencia: nestor.ignacho96@hotmail.com

Resumen

Un biodigestor es un sistema de fermentación anaerobia cerrado herméticamente y puede ser llenado con residuos agropecuarios como esquilmos, follaje, estiércol, etc., con la finalidad de obtener biofertilizante sólido y líquido. Este tipo de bioabono contiene una gran cantidad de nutrientes y puede servir como fijador de N, movilizador de P y producir sustancias activas, además de producir biogás en una proporción aproximada de 45-55% de CH_4, 30-40% de CO_2 y 5-15% de N_2, estos gases se pueden usar como generador de energía, debido a su alto contenido de CH_4. Uno de los problemas con este sistema, surge cuando se utiliza solamente para la obtención del biofertilizante y el gas es liberado contribuyendo al enriquecimiento de carbono atmosférico. El objetivo fue medir el metano liberado en la producción de biofertilizantes por biodigestión. Se probó un biodigestor rústico tipo Batch, con una mezcla de 78 L de estiércol y agua y dejando un espacio vacío de 50 L para recuperar el gas. El proceso de formación del biofertilizante duró aproximadamente 120 días, obteniendo de la mezcla de gases un 80% de CH_4 y el restante 20% se consideran una mezcla de CO_2, vapor de H_2O y otros gases. Se concluye que por cada L de biofertilizante se producen 5.6 L de metano o 139.8 L de CO_2 eq son emitidos a la atmósfera. Es importante revalorar los beneficios de los biofertilizantes producidos bajo este sistema versus su contribución de carbono a la atmósfera.

Palabras clave: *biodigestión; biogás; CO_2 equivalente; contaminación.*

Abstract

A biodigester is a hermetically closed anaerobic fermentation system and can be filled with agricultural residues such as crop by-products, foliage, manure, etc., in order to obtain solid and liquid biofertilizer. This type of bio-fertilizer contains a large amount of nutrients and can serve as a N fixer, P mobilizer and to produce active substances, in addition to producing biogas in an approximate proportion of 45-55% CH_4, 30-40% CO_2 and 5 -15% N_2, these gases can be used as an energy generator, due to their high CH_4 content. One of the problems with this system arises when it is used only to obtain the biofertilizer and the gas is released, contributing to the enrichment of atmospheric carbon. The objective was to measure the methane released in the production of biofertilizers by biodigestion. A rustic Batch type biodigester was tested, with a mixture of 78 L of manure, water, and leaving a 50 L empty space to recover the gas. The biofertilizer formation process lasted approximately 120 days, obtaining 80% CH_4 from the gas mixture and the remaining 20% considered a mixture of CO_2, H_2O vapor and other gases. It is concluded that for each liter of biofertilizer, 5.6 L of methane or 139.8 L of CO_2 eq are released into the atmosphere. It is important to reassess the benefits of biofertilizers produced under this system versus their contribution of carbon to the atmosphere.

Key words*: biodigestion; biogas; CO_2 equivalent; pollution.*

Introducción

Un digestor es un cuerpo cerrado cuyo interior es la mayor parte del tiempo anaerobio, es decir, carente de oxígeno; dentro del cual se puede depositar material orgánico como estiércol de vaca, de ovejas o gallinaza. El material sufre un proceso de fermentación por bacterias y se transforma en biogás y abono orgánico (González-Molina *et al.,* 2014).

Existen tres tipos de biodigestores: continuos, semi-continuos y batch, y diferentes construcciones, por ejemplo; el modelo chino que la FAO (1986) describe como tanques cilíndricos con el techo y el piso en forma de domo y se construyen totalmente enterrados; el tipo Hindú que De la Torre-Caritas (2008) menciona que cuenta con un tambor de ladrillo, hormigón o plástico reforzado y el gas es guardado en la parte superior del mismo cuando está lleno, la cúpula flotante asciende y cuando se consume el gas disminuye su volumen. El tipo bolsa o salchicha que es uno de los más económicos en cuestión de fabricación y es hecho de materiales flexibles y de fácil acceso, el polietileno es predominante en esta instalación, además de ser resistente es flexible (Báez-Cazares y Benítez-Olives, 2015); y el estacionario o tipo Batch que, según Mandujano *et al.* (1981), consiste en una batería de tanques o depósitos herméticos (digestores) con una salida de gas conectada con un gasómetro flotante donde se almacena el biogás.

Se han usado diferentes tipos de sustratos en la digestión anaerobia como residuos y subproductos de actividades agrícolas, forestales, industriales, estiércol de vaca, borregos, caballos, aves de corral, excrementos humanos y procesadora de carne (Nand *et al.*, 1991).

La digestión anaerobia produce biogás que es una mezcla de gases combustibles utilizados en diferentes aplicaciones como fuente de energía, y también, un digestato o residuo orgánico que puede ser utilizado como fertilizante en suelos agrícolas (Palau-Estevan, 2016).

El biogas según González-Molina *et al.* (2014), está compuesto de metano (55-70%); dióxido de carbono (35-45%); sulfuro de hidrógeno (0-1%); y Djinović (2011) citado por Navarro-Puyuelo *et al.* (2017) mencionan que la composición del gas es proporcional al sustrato utilizado en la mezcla para el digestor.

En términos generales, las emisiones de metano son más elevadas cuando el estiércol se almacena y se trata en sistemas líquidos, como estanques o lagunas, (FAO, 2020). Por lo tanto, al no aprovecharse el biogás al momento de emplear un biodigestor se libera una cantidad significativa de CH_4 que genera 25 veces más efecto invernadero que el CO_2, y puede ser expresado como CO_2 equivalente, que es una medida de CO_2 del potencial de efecto invernadero que produce cualquier gas. Al liberarse el biogás se está liberando 55-70% de CH_4 del total del biogás generado, es decir, si se generan 100 L de biogás 55-70% es CH_4, que en CO_2 equivalente representa entre 1375-1750 kg liberados a la atmósfera.

El objetivo de este trabajo es estimar la contribución de metano que se libera como un GEI durante la producción de biofertilizantes en un sistema de biodigestión tipo batch.

Materiales y Métodos

Construcción de biodigestor y medición de gas

Este proyecto se realizó en las instalaciones del Tecnológico Nacional de México / I.T del Valle de Morelia, en el periodo diciembre 2019-marzo 2020. La primera etapa del proyecto se enfocó en la construcción de un prototipo del biodigestor rústico tipo Batch de régimen estacionario y funcional para condiciones de campo, equipado con un sistema de medición de la presión y temperaturas internas que permitieran utilizar los principios de la ecuación de gases ideales y poder estimar la producción de biogás; la segunda etapa, consistió en determinar la cantidad de CH_4 presente en el biogás. La separación del gas metano de la mezcla de gases, se realizó utilizando una columna con hidróxido de sodio como trampa

para atrapar el bióxido de carbono y el vapor de agua. El gas metano que pasó a través de la trampa, fue medido por las diferencias de presión utilizando un sistema de manómetros.

Para la construcción del biodigestor se utilizó el siguiente material:

- Tambo de PVC con capacidad de 120 L
- 3 adaptadores para tanque de agua de ½"
- 4 termómetros de aguja
- 1 manómetro de 0-35 oz/in^2 (0-129.3 mbar)
- 1 manómetro de 0-10 oz/in^2 (0-43.1 mbar)
- 2 llaves de paso para gas lp de ½"
- 1 llave de nariz de plástico de ½ "
- 1 adaptador macho para insertar ½ "
- 1 adaptador macho para insertar ¾"
- 1 tapón de tubería de ½"
- 1 niple de elevación de ½ x ½
- 1 adaptador macho ½ x ½
- Adaptador hembra de ½
- Reductor de ½ a ¼
- Manguera a 5/8
- Frasco o botella de vidrio
- Sosa cáustica granulada (hidróxido de sodio)

Para la construcción del digestor el primer paso fue la colocación de los termómetros, para esto se dividió el tambo en tres zonas: baja y media, para medir la temperatura del líquido y la zona alta, correspondiente al espacio vacío (50 L) donde se acumuló el gas; lo que permitió conocer la temperatura del mismo. En cada zona se insertaron los termómetros a través de orificios lo más ajustado posible y se selló con silicón para evitar fugas. Se colocaron dos llaves para la extracción del efluente, una llave de paso en la parte superior y con calidad para uso en sistemas de gases y evitar pérdidas de gas por fugas. Esta llave fue utilizada tanto para liberar el exceso de gas diario a través de una trampa de agua; así como para colocar la columna con la trampa de hidróxido de sodio para la separación y medición del gas metano.

La colocación del manómetro para bajas presiones (0-129.3 mbar) en el biodigestor, se realizó en la tapa del tambo utilizando para ello un adaptador y un reductor de ½ a ¼ para asegurar que no hubiese pérdidas del gas por fugas.

Para la construcción del muestreador de metano, se realizaron dos perforaciones en la tapa de un frasco de vidrio de cierre hermético, se colocaron los adaptadores para unirlo al tambo mediante una manguera y al igual que con el tambo, se utilizó un reductor de ½ a ¼ para colocar un manómetro de baja presión (0-43.1 mbar) y en el segundo orificio, se insertó un termómetro de aguja.

Para medir el volumen de CH_4 se tomó una alícuota del gas contenido en el biodigestor abriendo la llave de paso de gas hacia el recipiente de vidrio. Al pasar de un recipiente al otro, el gas transitó a través de la columna que une el biodigestor con la trampa y que contiene hidróxido de sodio disuelto, similar a la propuesta por Owen *et al.* (1979) y que sirve para detener el CO_2 y el vapor de agua, pasando únicamente el metano y probablemente otros gases que son considerados despreciables para el cálculo. Con en base en la temperatura y presión interna del recipiente muestreador de metano, se utilizaron los principios de la ecuación de los gases ideales para estimar el gas (Ecuación 1).

Para el cálculo del volumen del biogás en el biodigestor y del volumen de metano en el frasco muestreador, se utilizó la fórmula propuesta por El-Mashad y Zhang (2010), ecuación 1:

$$V_{Biogás} = \frac{P.V_{Espacio}.C}{R.T} \quad (1)$$

donde,

V= volumen de biogás diario (L)
P= presión (mbar)
$V_{Espacio}$ = Volumen espacio vacío (L)
C= volumen molar (22.41 L mol^{-1})
R= constante universal de gas 83.14 (83.14 L mbar K^{-1} mol^{-1})
T= temperatura (° K)

Para estimar la producción diaria de biogás, se tomaron siete lecturas a intervalos de una hora, en cada intervalo se midió la temperatura interna y externa del espacio vacío del biodigestor y la presión interna expresada en oz/in^2 y convertida a milibar, de igual manera, la temperatura en ºC se expresó en °K o temperatura absoluta, para aplicar la ecuación 1. La producción total del biogás se realizó para un periodo de 40 días y para la separación de gases se realizó en seis momentos distintos durante el bioensayo. La misma ecuación fue aplicada en la determinación de la cantidad de CH_4 en el contenedor de vidrio.

Para determinar la cantidad de metano que contiene la mezcla de biogás, se calcularon tres volúmenes y se aplicó en todos los casos la *ecuación 1*; el primero (v1), fue el volumen de biogás total contenido en el biodigestor antes de tomar la alícuota de biogás y separar el metano, el segundo (v2), se midió como una la alícuota reflejada en la presión manométrica del recipiente de vidrio, posterior al paso del biogás a través de la columna con la trampa de hidróxido de sodio. El volumen tres (v3) constituye la cantidad de biogás remanente en el biodigestor posterior a la toma de la alícuota. Por diferencia de volúmenes, se pudo calcular el tamaño de muestra de biogás y la fracción correspondiente a gas metano.

Resultados y Discusión

En la Figura 1 se muestra la producción de biogás diario, temperaturas promedio al interior del biodigestor y la presión interna en el espacio vacío. Como se observa, la producción de gas diaria no es constante, lo que sugiere que la producción de biogás es dependiente de las condiciones diarias del ambiente interno del biodigestor y de los cambios a nivel biológico que ocurren en el sistema.

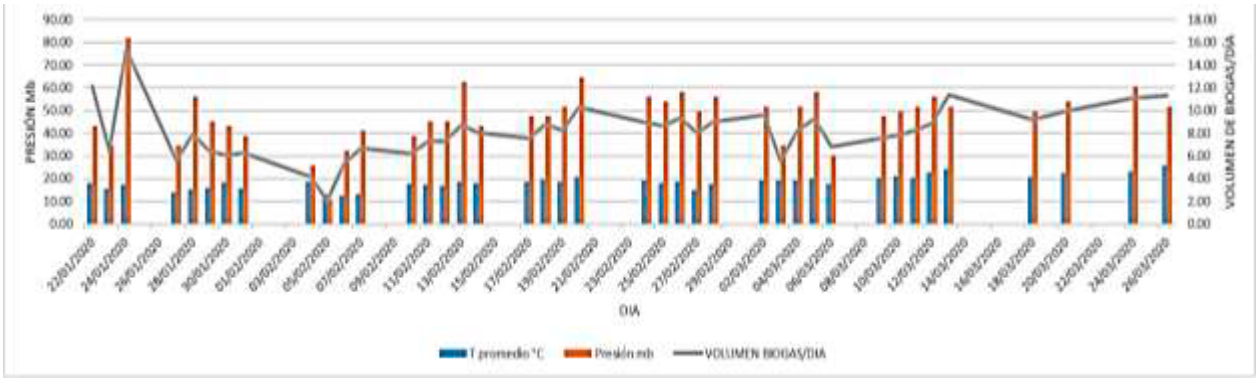

Figura 1. Comportamiento diario de las temperaturas, presión interna y volumen de biogás en el biodigestor.

En el Cuadro 1, se presentan los volúmenes obtenidos para estimar el tamaño de muestra de metano y el porcentaje correspondiente del mismo, con respecto al total de la mezcla de gases. El metano fue superior en todos los casos a 67% y alcanzó hasta 96.8% de total de la mezcla de gases. Estos resultados indican una producción significativa de metano en este tipo de sistemas y que podría ser reutilizado para evitar su libre emisión a la atmósfera.

Cuadro 1. Volúmenes utilizados para el cálculo del metano y las proporciones de este gas en la mezcla.

Fecha	v1	v2	v3	Tamaño muestra (L)	L CH_4 total	% metano de la mezcla	% CO_2 + otros gases
12/03/2020	1.31	0.032	1.015	0.295	0.890	67.943	32.057

Fecha	v1	v2	v3	Tamaño muestra (L)	L CH_4 total	% metano de la mezcla	% CO_2 + otros gases
13/03/2020	2.29	0.065	2.13	0.16	1.786	77.973	22.027
18/03/2020	2.24	0.079	1.91	0.33	2.170	96.883	3.117
20/03/2020	2.39	0.071	2.3	0.09	1.950	81.607	18.393
24/03/2020	2.72	0.071	2.58	0.14	1.950	71.706	28.294
26/03/2020	2.32	0.071	2.13	0.19	1.950	84.070	15.930

En el Cuadro 2, se indica la producción de metano por día y su equivalente como CO_2 eq, lo que sugiere un sistema fuertemente enriquecedor de carbono atmosférico, cuando el biogás no es recuperado; lo anterior, con base a que estos sistemas usados en la agricultura familiar para producir biofertilizantes, el metano no se aprovecha para su producción porque depende de una adecuada infraestructura para su almacenamiento, transporte y del volumen de biomasa disponible para su constante producción (Pöschl *et al*., 2010).

De acuerdo con la literatura (FAO, 2011) bajo condiciones climáticas similares a Morelia en Michoacán, el proceso de biodigestión dura alrededor de 100 días en este tipo de sistemas, y se estima que al menos durante 70 días es de producción de biogás enriquecido de metano. Con los valores promedio de los datos obtenidos en esta investigación, tenemos un promedio por día 6.23 L de CH_4, y para un ciclo de producción de biofertilizante se produjeron 436.4 L CH_4 que expresado en CO_2 equivalente, representan10 910.08 L que se emiten a la atmósfera para obtener 78 L de biofertilizante. En otros términos, por cada L de biofertilizante se producen 5.6 L de metano o 139.8 L de CO_2 eq.

Cuadro 2. Producción de metano diario y su equivalente expresado en CO_2 eq.

Fecha	L/Día Biogás	% metano	% CO_2 + otros gases	L/CH_4	L/CO_2 + otros gases	CO_2 Equivalente
12/03/2020	8.84	67.94	32.06	6.01	2.84	150.23
13/03/2020	11.38	77.97	22.03	8.87	2.51	221.85
18/03/2020	9.19	96.88	3.12	8.91	0.29	222.63
20/03/2020	9.93	81.61	18.39	8.11	1.83	202.69
24/03/2020	11.10	71.71	28.29	7.96	3.14	198.91
26/03/2020	11.31	84.07	15.93	9.51	1.80	237.75
				49.36	12.40	1234.05

Conclusiones

La reutilización de deshechos agropecuarios para la obtención de biofertilizantes, es una buena manera de reducir el uso de fertilizantes químicos, pero si al momento de compostarlos o pasarlos por un proceso de fermentación no se recupera el metano para producir energía; se está fomentando la emisión de gases de efecto invernadero. Por lo anterior, es necesario evaluar si los beneficios de los biofertilizantes producidos bajo este sistema justifican la contribución de metano a la atmósfera.

Literatura citada

Báez-Cazares, G. E. y D. E. Benítez-Olives. 2015. Diseño y construcción de un biodigestor tipo campana flotante con la utilización de desechos porcinos para la finca "El Recuerdo". Tesis de Ingeniería. Universidad Politécnica Salesiana. Quito, Ecuador. 90 p.

De la Torre-Caritas, N. 2008. Digestión anaerobia en comunidades rurales. Universidad Carlos III de Madrid. Madrid, España. 140 p.

El-Mashad, H. M. and R. Zhang. 2010. Biogas production from co-digestion of dairy manure and food waste. Bioresource Technology 101:4021-4028. doi.10.1016/j.biortech.2010.01.027.

FAO (Food and Agriculture Organization). 1986. Reciclaje de materias orgánicas y biogás. Una experiencia en China. Curso de capacitación. FAO. Chengdu, China. 400 p.
FAO (Food and Agriculture Organization). 2011. Manual de biogás. FAO. Santiago, Chile. 120 p.
FAO (Food and Agriculture Organization). 2020. Modelo de Evaluación Ambiental de la Ganadería Mundial (GLEAM). Roma, Italia. http://www.fao.org/gleam/es/ (Consulta: agosto 03, 2020).
González-Molina, L., J. O. Calderón-García y R. Cervantes-Osornio. 2014. Biodigestores en la producción de efluente aplicado en el cultivo de cebada maltera. INIFAP. Pachuca, Hidalgo.
Mandujano, M. I., A. Félix y A. M. Martínez. 1981. Biogas, Energía y Fertilizante a partir de desechos orgánicos. Serie de publicaciones especiales 6. OLADE/IIE. Cuernavaca, México. 41 p.
Nand, K., S. Sumithra-Devi., P. Viswanath., S. Deepak and R. Sarada. 1991. Anaerobic digestion of canteen wastes for Biogas production: process optimisation. Process Biochemistry 26:1-5.
Navarro-Puyuelo, A., I. Reyero, A. Moral, F. Bimbela y L. M. Gandía. 2017. Rutas y retos para la valorización de biogás. AVANCES Investigación en Ingeniería 14:211-224.
Owen, W. F., D. C. Stuckey., J. B. Healy Jr., L. Y. Young and P. L. McCarty. 1979. Bioassay for monitoring biochemical methane potential and anaerobic toxicity. Water Research 13:485-492. doi.org/10.1016/0043-1354(79)90043-5
Palau-Estevan, C. V. 2016. Digestión anaerobia de residuos de biomasa para la producción de biogás. Fundamentos. Universidad Politécnica de Valencia. Valencia, España. 10 p.
Pöschl, M., S. Ward and P. Owende. 2010. Evaluation of energy efficiency of various biogas production and utilization pathways. Applied Energy 87:3305-3321. doi:10.1016/j.apenergy.2010.05.011

1.2. Eficiencia de uso de agua a nivel ecosistema en un paisaje fragmentado de bosque tropical seco

Rojas-Robles Nidia[1]; Garatuza-Payan Jaime[1] y Yépez Enrico A.[1]

[1]Instituto Tecnológico de Sonora, 5 de febrero 818 sur, Colonia Centro, CP.85000, Ciudad Obregón, Sonora, México.
Autor para correspondencia: nerojasrobles@gmail.com

Resumen

Las mediciones de intercambio neto del ecosistema y de vapor de agua entre la atmosfera y los ecosistemas a través de la técnica de covarianza de vórtices, proveen valores de producción primaria bruta (GEP) y evapotranspiración (ET) a nivel ecosistema. A la razón de estas dos últimas variables representa la eficiencia de uso de agua a nivel ecosistema (WUE). Esta métrica es un indicador del acoplamiento de los ciclos del carbono y agua en los ecosistemas, entender la relación entre ambos ciclos es una pregunta importante en la investigación relacionada al cambio global, puesto que los cambios en uno se propagan directamente hacia otro. El bosque tropical seco (BTS) es un ecosistema con extensa distribución en México, pero constantemente bajo amenaza, se piensa que el ~70% ya ha sido convertido a otros usos de suelo, dejando como resultado un paisaje fragmentado. Los ecosistemas están cambiando su dinámica debido al cambio climático global y al régimen de disturbio antropogénico, por lo tanto, el objetivo de este estudio es conocer la eficiencia de uso del agua y su variabilidad en un gradiente de sucesión de BTS en el noroeste de México, a escala horaria, diaria, así como los factores ambientales que mayormente se asocian a su dinámica durante la estación húmeda (junio-noviembre). La WUE en promedio fue 2.8, 1.86 y 2.04 para un bosque maduro, para una sucesión secundaria media y para una sucesión secundaria temprana respectivamente, donde a escala diaria WUE se relacionó más con el déficit de presión de vapor y a escala horaria con la radiación neta. El bosque maduro presento más eficiencia de uso de agua ya que los valores de GEP fueron más altos y la ET casi igual a la PPT, seguido de la sucesión temprana, por lo tanto, el estado de sucesión si modula el grado de asociación de WUE con las variables ambientales, aunque estas no cambiaron en espacio, pero si en tiempo. La fuerza de la relación entre GEP y ET se mantuvo en todo el gradiente independientemente del estado de sucesión ecológica del bosque.

Palabras clave: *covarianza de vórtices; productividad primaria gruesa; evapotranspiración; sucesión ecológica secundaria.*

Abstract

The measurements of net exchange of the ecosystem and of water vapor between the atmosphere and the ecosystems through the vortex covariance technique, provide values of gross primary production (GPP) and evapotranspiration (ET) at the ecosystem level. The ratio of these last two variables represents the water use efficiency at the ecosystem level (WUE). This metric is an indicator of the coupling of carbon and water cycles in ecosystems, understanding the relationship between both cycles is an important question in research related to global change, since changes in one propagate directly to another. The dry tropical forest (DTF) is an ecosystem with extensive distribution in Mexico, but constantly under threat, it is thought that ~ 70% has already been converted to other land uses, resulting in a fragmented landscape. Ecosystems are changing their dynamics due to global climate change and the anthropogenic disturbance regime, therefore, the objective of this study is to know the efficiency of water use and its variability in a BTS succession gradient in northwestern Mexico, on an hourly, daily scale, as well as the environmental factors that are mostly associated with its dynamics during the wet season (June-

November). The WUE on average was 2.8, 1.86 and 2.04 for a mature forest, for a medium secondary succession and for an early secondary succession respectively, where on a daily scale WUE was more related to the vapor pressure deficit and on an hourly scale with the net radiation. The mature forest presented more water use efficiency since the GPP values were higher and the *Et al*most equal to the PPT, followed by the early succession, therefore, the state of succession modulates the degree of association of WUE with environmental variables, although these did not change in space, but in time. The strength of the relationship between GPP and ET was maintained throughout the gradient regardless of the state of ecological succession of the forest.

Key words: *vortex covariance; coarse primary productivity; evapotranspiration; secondary ecological succession.*

Introducción

La eficiencia de uso del agua es un indicador del acoplamiento de los ciclos del carbono y agua en los ecosistemas (Gentine *et al*., 2019). Entender la relación entre ambos ciclos a través de los dos flujos que mayormente les contribuyen; asimilación de carbono por fotosíntesis (GEP) y la transpiración (T), es una pregunta importante en la investigación relacionada al cambio global, puesto que los cambios en uno se propagan directamente hacia el otro (Churkina *et al*., 1999).

Los ecosistemas terrestres remueven CO_2 de atmosfera a través de la fotosíntesis, este un proceso que va acompañado de la perdida de vapor de agua en las hojas a través de las estomas. Estos últimos, son pequeños poros en la superficie de las hojas que regula la difusión de estos gases (CO_2 y vapor de agua) entre las hojas y la atmosfera (Berry *et al*., 2010). La tasa de ganancia de carbono por perdida de agua, se le llama eficiencia de uso de agua (WUE= GEP/T), integra factores bióticos y abióticos, y cuantifica cuánta agua está utilizando un ecosistema en relación con el carbono ganado (Keenan *et al*., 2013).

A nivel ecosistema, tanto la asimilación de carbono como la transpiración no pueden ser observadas directamente, sin embargo, a través de la técnica de covarianza de vórtices (EC) (Baldochchi y Bowling, 2003), se pueden obtener datos de productividad ecosistémica gruesa (GEP) y evapotranspiración (ET), por lo tanto, WUE a escala ecosistema está definido como WUE= GEP/ET (Boese *et al*., 2017). Adicionalmente para ecosistemas limitados por la disponibilidad de agua, el considerar la contribución de la evaporación a ET, pone en perspectiva la fracción de precipitación disponible para llevar a cabo procesos en ambientes semiáridos (Yepez *et al*., 2007), ya que puede limitar potencialmente la actividad de las plantas y de microrganismo al secar la superficie (Noy-Meir, 1985). Tal es el caso del bosque tropical seco o BTS, este un ecosistema estacionalmente seco, donde la mayor actividad en los ciclos del carbono y agua ocurre en los meses de verano (junio-septiembre), donde la precipitación esta conferida por el monzón de Norte América, en el noroeste de México. En paralelo, este ecosistema ha sido sujeto a regímenes de disturbio a lo largo del país (Álvarez-Yépiz, 2020), dejando como resultado un paisaje fragmentado con diferentes estados de sucesión (Quesada *et al*., 2009) por lo tanto, con cambios en la estructura del ecosistema, en la composición de especies, así como en la dinámica energética e hidrológica del bosque (McDowell *et al*., 2020).

El objetivo de este estudio es conocer a variabilidad de WUE en un gradiente de sucesión secundaria de BTS en el noroeste de México, a escala horaria, diaria durante la estación húmeda (junio-noviembre), así como los factores ambientales que influyen en su dinámica.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El sitio de estudio se encuentra en el noroeste de México, al sur de Sonora dentro de dos áreas naturales protegidas, reserva Monte-Mojino dirigida por Naturaleza y Cultura Internacional, misma que se encuentra dentro de la reserva Sierra de Álamos-Rio Cuchujaqui dirigida por CONANP. El gradiente de sucesión está formado por 3 sitios con diferente estado de sucesión, seleccionados con base al modelo conceptual de sucesión para BTS propuesto por Álvarez-Yépiz *et al*. (2008), empezando con un sitio en sucesión secundaria temprana (SecT) con alrededor de ~7 años de recuperación, seguido de un bosque en sucesión secundaria media (SecM) aproximadamente entre 35 a 45 años de recuperación y por último un bosque maduro (BM) con ligero nivel de disturbio. Los sitios se encuentran alrededor de 2 km de distancia entre ellos. El área presenta una temperatura media anual de 23.1 °C y una precipitación media histórica de 729 mm (Estación meteorológica de Minas Nuevas 480 m de elevación). En cada uno de los sitios se implementó un sistema de covarianza de vórtices, adicionalmente se instalaron sensores que miden la radiación, temperatura y humedad relativa del aire, precipitación y humedad de suelo durante 2016 hasta 2018.

Metodología

Se utilizaron mediciones de media hora de intercambio neto del ecosistema y vapor de agua entre el ecosistema y la atmosfera, a partir de las cuales se obtuvieron valores de GEP y ET a escala horaria, diaria y anual, durante 2016-2018, para mayor detalle del procesamiento y manejo de datos ver Rojas-Robles *et al*. (2020).

Se estimo WUE a nivel ecosistema, a escala horaria, diaria y anual, se analizaron las relaciones entre los componentes del WUE solo durante la estación húmeda para entender la fuerza de la relación entre GEP y ET, así como su condición entre años y entre sitios.

WUE es definido por la razón entre la asimilación de carbono y la traspiración, ambos integrados a cierto periodo de tiempo (Farquar y Sharkey, 1982). Esta cantidad puede ser igual a la pendiente de una función lineal, ya que teóricamente pasa por el origen. Debido al enfoque ecosistémico ambos flujos no son medidos directamente por valores obtenidos a través de la covarianza de vórtices. Por lo tanto, se utiliza un sustito donde el cambio de GEP con respecto a al cambio de ET cuando la diferencia de presión entre el ambiente y la hoja se estima > 0 (Baldocchi *et al*., 2001), esto debido a que se asume que el cambio en GEP como una función de ET es mayormente debido a la eficiencia con que el agua es utilizada (Beer *et al*., 2009). Por lo tanto, presentamos las pendientes del ajuste lineal, así como los coeficientes de correlación entre los componentes de WUE, y finalmente se corrieron correlaciones entre los factores temperatura del aire, déficit de presión de vapor (VPD), radiación neta (Rnet) y humedad de suelo (SWC) a escala horaria y diaria. Todo esto, utilizando el software de acceso libre R.

Resultados y Discusión

La eficiencia de uso de agua fue diferente entre sitios en la estación humedad, al compararlos con los valores anuales la sucesión temprana presento ligeramente mayor diferencia, aunque los valores fueron muy similares, siendo más notorio para el WUE entre las sucesiones secundarias (Cuadro 1).

Cuadro 1. Valores integrados de valores diarios de WUE (g C m^{-2} /mm H_2O) durante la estación húmeda (junio-noviembre) y por año, así como la precipitación total por el periodo de estudio (PPT) registrada en cada sitio.

	Estación húmeda	Anual	PPT
BM	2.80	2.90	2169
SecM	1.86	1.87	2194
SecT	2.04	1.90	1947

La relación entre los componentes del WUE a escala diaria durante la estación humedad mostro diferencias significativas entre los tres sitios a un valor de p< 2.2e-16 menor 0.05% (Figura 1), donde las pendientes de fueron 2.71, 1.9 y 2.24 g C m^{-2} /mm H_2O para el BM, el SecM y para SecT respectivamente. Dentro de cada sitio, la relación en GEP y ET cambio muy poco, en el bosque maduro y en la sucesión temprana fueron significativamente diferente el año 2016 del 2017 al 0.05% con un p= 0.037 y 0.036. En contexto 2016 que fue un año promedio con respecto a la precipitación total recibida y en 2017 se registró una precipitación total por debajo del promedio histórico. En cambio, para la sucesión secundaria media hubo diferencia significativa al 0.05% entre todos los años con una p<2.2e-16.

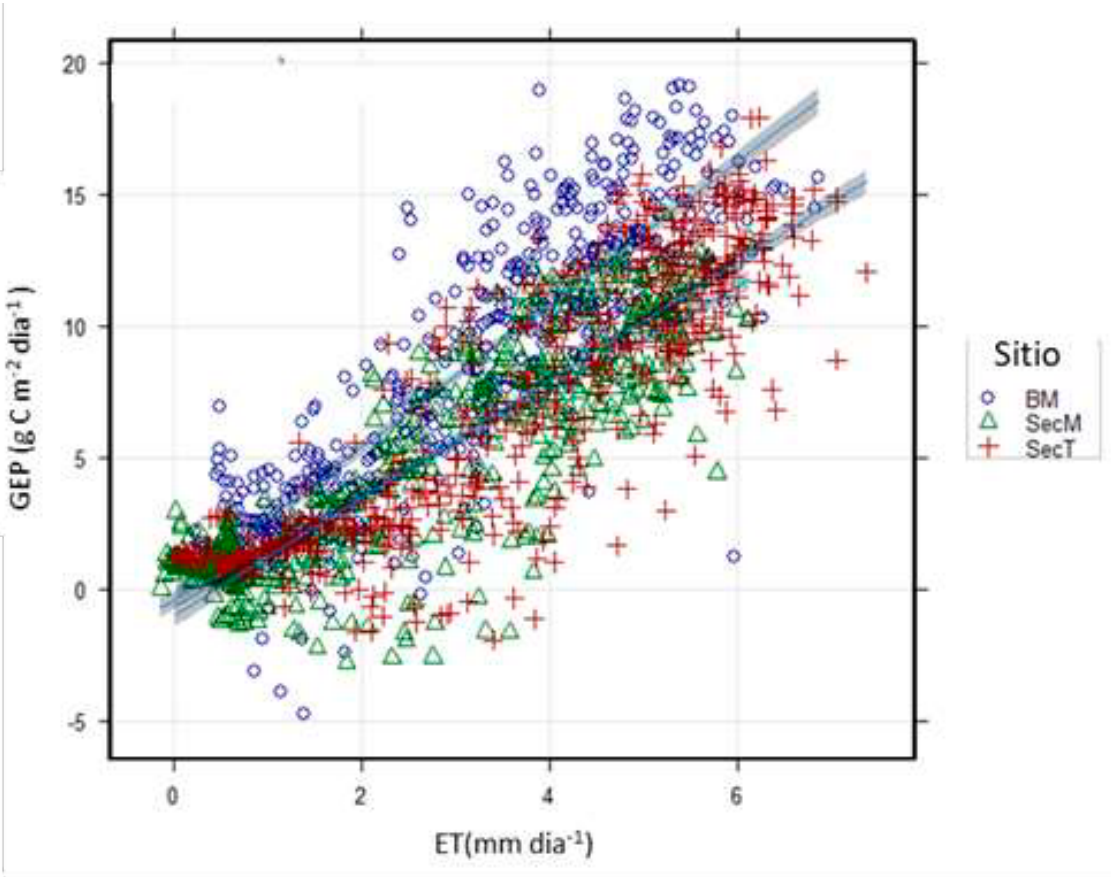

Figura 1. Relación entre los valores integrados de GEP y la ET a escala diaria, durante la estación húmeda (Influyendo todos los 3 años de estudio, donde con diferente color se representa la dispersión de los datos de cada sitio, así como su muestra el ajuste lineal (la pendiente se encuentra en el texto).

Las correlaciones por rangos de spearman fueron todas significativas en cada sitio al 95% de confianza, donde los coeficientes de correlación fueron r=0.85, p=0.337, r= 0.83 p= 1.886957e-04 y r= 0.87con una p= 8.240252e-05 para el BM, SecM y SecT respectivamente. Para el caso de las variables ambientales, la fuerza de las relaciones fue diferente entre escalas temporales (Cuadro 2).

Cuadro 2. Variables de mayor asociación con WUE según el estado de sucesión, seguido del coeficiente de correlación de spearman y el nivel significancia a escala horaria y daría, durante la estación húmeda.

Escala diaria	Variable de mayor asociación	rho	p
BM	VPD	-24	8.842569e-02
SecM	VPD	-36	2.262188e-02
SecT	VPD, SWC	-42, 0.39	2.180240e-03, 1.403700e-02
Escala horaria			

Escala diaria	Variable de mayor asociación	rho	p
BM	Tair, VPD, Rnet	0.40, 0.36, 0.34	0.74816256, 0.567035919, 0.9600674
SecM	Rnet	0.27	0.6787494
SecT	Rnet	0.31	0.8375654

Podemos observar que WUE fue diferente entre sitios, durante la estación húmeda, pero a escala anual, pero WUE en los sitios secundarios fue similar, esto principalmente puede deberse a las estrategias de uso de recursos de acuerdo con los grupos funcionales de plantas que se encuentran establecidas en cada estado de sucesión (Sanaphre-Villanueva *et al*., 2017). Adicionalmente el proceso de evaporación juega un papel importante en la contribución de ET (Yepez *et al*., 2007), donde esto puede ser relevante cuando hablamos de la estructura de cada estado de sucesión, y como estos cambios en la vegetación durante la sucesión, influyen en la partición de la energía superficial y en la intercepción y distribución de la lluvia por el dosel. Sin embargo, el gradiente de sucesión se encuentra sujeto a la misma variabilidad en la precipitación por el monzón de norte América, donde la diferencia en la PPT no es tan marcada entre sitios. Por lo tanto, al consideran la estación húmeda, asumimos que la disponibilidad de agua para llevar a cabo los procesos de GEP y ET no está limitada, observamos que a escala diaria encontramos que WUE se relaciona con una fuerza débil a media, pero con una dirección negativa donde cuando una variable aumenta la otra disminuye en este caso siendo WUE el que disminuye y a escala horaria la Rnet es con la variable que más se relacionó WUE (Gentine *et al*., 2019, Zhou *et al*., 2016).

Conclusiones

Entender WUE a nivel ecosistema y sus controles en respuesta a la variabilidad en la precipitación es importantes para proyectar los cambios en los ecosistemas terrestres y como influyen a los ciclos biogeoquímicos y el sistema climático (Ma *et al*., 2010)

En general las variables con las que WUE se asocia más son VPD a escala diaria y Rnet a escala horaria independientemente del estado de sucesión ecológica, sin embargo, la fuerza de estas relaciones si cambiaron según el estado de sucesión. Se sugiere continuar con el estudio del efecto de estas variables de mayor asociación con WUE a diferentes escalas espaciotemporales y hacer una aproximación intra anual de las variables ambientales y procesos que influyen en WUE.

Agradecimientos

Al Instituto Tecnológico de Sonora por los fondos PROFAPI, al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico y un agradecimiento especial a todas las personas involucradas en la exhaustiva toma de datos.

Literatura citada

Álvarez-Yépiz, J. C. (2020). Restoration ecology in the Anthropocene: Learning from responses of tropical forests to extreme disturbance events. Restoration Ecology 28:271-276 doi.org/10.1111/rec.13117.

Álvarez-Yépiz, J. C., A. Martínez-Yrízar., A. Búrquez and C. Lindquist. 2008. Variation in vegetation structure and soil properties related to land use history of old-growth and secondary tropical dry forests in northwestern Mexico. Forest Ecology and Management 256:355-366 doi.org/10.1016/j.foreco.2008.04.049.

Baldocchi, D. D. and D. R. Bowling. 2003. Modelling the discrimination of $^{13}CO_2$ above and within a temperate broad-leaved forest canopy on hourly to seasonal time scales. Plant, Cell and Environment. 26:231-244.

Baldocchi, D., E. Falge., L. Gu., R. Olson., D. Hollinger., S. Running., P. Anthoni., Ch. Bernhofer., K. Davis., R. Evans., J. Fuentes., A. Goldstein., G. Katul., B. Law., X. Lee., Y. Malhi., T. Meyers., W. Munger., W. Oechel., K. T. Paw-U.,

K. Pilegaard., H. P. Schmid., R. Valentini., S. Verma., T. Vesala., K. Wilson and S. Wofsy. 2001. FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. Bulletin of the American Meteorological Society 82:2415-2434.

Beer, C., P. Ciais., M. Reichstein., D. Baldocchi., B. E. Law., D. Papale., J.-F. Soussana., C. Ammann., N. Buchmann., D. Frank., D. Gianelle., I. A. Janssens., A. Knohl., B. Köstner., E. Moors., O. Roupsard., H. Verbeeck., T. Vesala., C. A. Williams and G. Wohlfahrt. 2009. Temporal and among-site variability of inherent water use efficiency at the ecosystem level. Global Biogeochemical Cycles 23:1-13 doi.org/10.1029/2008GB003233.

Berry, J. A., D. J. Beerling and P. J. Franks. 2010. Stomata: key players in the earth system, past and present. Current Opinion in Plant Biology 13:233-239 doi:10.1016/j.pbi.2010.04.013

Boese, S., M. Jung., N. Carvalhais and M. Reichstein. 2017. The importance of radiation for semiempirical water-use efficiency models. Biogeosciences 14:3015-3026. doi.org/10.5194/bg-14-3015-2017.

Churkina, G., S. W. Running, A. L. Schloss and The participants of the Potsdam NPP Model Intercomparison (A. Bondeau., G. Churkina., W. Cramer., G. Colinet., J. Collatz., G. Dedieu., W. Emanuel., G. Eser., C. Field., L. François., A. Friend., A. Haxeltine., M. Heimann., J. Hoffstadt., J. Kaduk., L. Kergoat., D. W. Kicklighter., W. Knorr., G. Kohlmaier., B. Lurin., P. Maisongrande., P. Martin., R. McKeown., B. Meeson., B. Moore III., R. Nemani., B. Nemry., R. Olson., R. Otto., W. Parton., M. Plöchl., S. Prince., J. Randerson., l. Rasool., B. Rimo., A. Ruimy., S. Running., D. Sahagian., B. Saugier., A. L. Schloss., J. Scurlock., W. Steffen., P. Warnant and U. Wittenberg). 1999. Comparing global models of terrestrial net primary pro- ductivity (NPP): the importance ofwater availability. Global Change Biology 5:46–55.

Farquhar, G. D. and T. D. Sharkey. 1982. Stomatal conductance and photosynthesis. Annual Review of Plant Physiology 33:317-345.

Gentine, P., J. K. Green., J., M. Guérin., V. Humphrey., S. I. Seneviratne., Y. Zhang and S. Zhou. 2019. Coupling between the terrestrial carbon and water cycles - a review. Environmental Research Letters 14:1-19 doi.org/10.1088/1748-9326/ab22d6.

Keenan, T. F., D. Y. Hollinger., G. Bohrer., D. Dragoni., J. W. Munger., H. P. Schmid and A. D. Richardson. 2013. Increase in forest water-use efficiency as atmospheric carbon dioxide concentrations rise. Nature 499:324-327 doi.org/10.1038/nature12291.

McDowell., N. G., C. D. Allen., K. Anderson-Teixeira., B. H. Aukema., B. Bond-Lamberty., L. Chini., J. S. Clark., M. Dietze., C. Grossiord., A. Hanbury-Brown., G. C. Hurtt., R. B. Jackson., D. J. Johnson., L. Kueppers., J. W. Lichstein., K. Ogle., B. Poulter., T. A. M. Pugh., R. Seidl., M. G. Turner., M. Uriarte., A. P. Walker and C. Xu. 2020). Pervasive shifts in forest dynamics in a changing world. Science 368:1-10 doi.org/10.1126/science.aaz9463.

Noy-Meir, I. (1985). Desert ecosystem structure and function. pp. 93-101. *In*: Evenari, M., I. Noy-Meir and D. W. Goodall (eds.). Hot deserts and arid shrublands. Elsevier. Amsterdam, Netherlands.

Quesada, M., G. Sanchez-Azofeifa., M. Alvarez-Añorve., K. E. Stoner., L. Avila-Cabadilla., J. Calvo-Alvarado., A. Castillo., M. Espírito-Santo., M. Fagundes., G. W. Fernandes., J. Gamon., M. Lopezaraiza-Mikel., D. Lawrence., L. P. Cerdeira-Morellato., J. S. Powers., F. de S. Neves., V. Rosas-Guerrero., Roberto Sayago and Sanchez-Montoya 2009. Succession and management of tropical dry forests in the Americas: Review and new perspectives. Forest Ecology and Management 258:1014-1024.

Rojas-Robles, N. E., J. Garatuza-Payán., J. C. Álvarez-Yépiz., Z. M. Sánchez-Mejía., R. Vargas and E. A. Yépez. 2020. Environmental Controls on Carbon and Water Fluxes in an Old-Growth Tropical Dry Forest. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences 125:1-46.

Sanaphre-Villanueva, L., J. M. Dupuy., J. L. Andrade., C. Reyes-García., P. C. Jackson and H. Paz. 2017. Patterns of plant functional variation and specialization along secondary succession and topography in a tropical dry forest. Environmental Research Letters 12:1-9 doi.org/10.1088/1748-9326/aa6baa.

Yepez, E. A., R. L. Scott., W. L. Cable and D. G. Williams. 2007. Intraseasonal variation in water and carbon dioxide flux components in a semiarid riparian woodland. Ecosystems 10:1100-1115. doi.org/10.1007/s10021-007-9079-y.

Zhou, S., B. Yu., Y. Zhang., Y. Huang and G. Wang (2016), Partitioning evapotranspiration based on the concept of underlying water use efficiency, Water Resour. Res. 52:1160-1175 doi:10.1002/2015WR017766.

1.3. Activación y decaimiento de la respiración del suelo en un gradiente de sucesión ecológica del bosque tropical seco

Vargas-Terminel Martha L.[1]; Sánchez-Mejía Zulia M.[1]; Robles Morua Agustín[1,2]; Chávez-Vergara Bruno[3,4]; Garatuza-Payan J.[1,2]; Rojas-Robles Nidia E.[1] y Yépez Enrico A.[1*]

[1]Departamento de Ciencias del Agua y Medio Ambiente, Instituto Tecnológico de Sonora, Ciudad Obregón, Sonora, México.
[2]Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, Sede Regional Sur de Sonora, Instituto Tecnológico de Sonora, Ciudad Obregón, Sonora, México.
[3]Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.
[4]Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.
*Autor para correspondencia: enrico.yepez@itson.edu.mx

Resumen

El bosque tropical seco (BTS) tiene una amplia distribución en el trópico, siendo una de las características más notables su marcada estacionalidad causada por la variabilidad de los eventos de precipitación. Este ecosistema se encuentra entre los más amenazados por el cambio de uso de suelo producto de las presiones antrópicas. Esto ha provocado la formación de un mosaico de estados de sucesión ecológica, que plantean un reto para la comprensión de los diversos procesos funcionales dinámicos que determinan la productividad neta del ecosistema. La respiración del suelo (R_s) es un componente importante del ciclo del C debido a que aporta a la emisión de importantes cantidades de CO_2 hacia la atmósfera, como resultado del metabolismo y respiración de las plantas y de los microrganismos presentes en el suelo. Sin embargo, se desconoce su variabilidad interanual, sobre cómo distintos controles biofísicos ejercen control sobre la tasa de activación y decaimiento de este flujo después de recibir cantidades de lluvia efectiva y sobretodo las diferencias en distintos estados de sucesión ecológica del bosque. El presente trabajo incorpora el análisis de cuatro años de mediciones mensuales de R_s en un gradiente de sucesión ecológica del BTS en el Noroeste de México, con el fin de describir las posibles diferencias en las tasas de activación y decaimiento de la R_s en años con diferente precipitación y contrastando estados de sucesión ecológica del bosque. Durante los años de estudio, se observó que la R_s sigue el patrón de los eventos de precipitación, pero existen diferencias notables en las tasas activación y decaimiento de R_s entre años con diferentes cantidades de precipitación, así como, en los distintos estados de sucesión. Finalmente, la variación en la activación y decaimiento de R_s entre los sitios y años de estudio sugieren diferentes asociaciones con variables de control biofísico.

Palabras clave: *biogeociencias; Álamos, Sonora; cámaras estáticas; flujo de CO_2.*

Abstract

Tropical dry forest (TDF) has a wide distribution in the tropics, the most notable feature is the marked seasonality caused by the variability of precipitation events. This ecosystem is among the most threatened by changes in land use as a result of anthropic pressures and as a consequence the formation of a mosaic of an ecological succession, which comprises a challenge for understanding the different dynamic functional processes that determine the net ecosystem productivity. Soil respiration (R_s) is an important component of the C cycle because it contributes with significant emission CO_2 amounts to the atmosphere, because of the metabolism and respiration of plants (roots) and soil microorganisms. However, its inter-annual variability is still unknown, and how different biophysical controls influence the activation and decay rate of this flux during the rainy season and how it is being modified along the ecological succession gradient of the forest. The present work incorporates the analysis of four years with monthly measurements of R_s in an ecological succession gradient of the TDF in Northwest Mexico,

in order to describe the possible differences in the activation and decay rates in R_s with an inter-annual variation of precipitation and the state of ecological succession of the forest. During the years of study, we observed that R_s follows the pattern of precipitation events, but there are notable differences in its activation and decay rates between years with different amounts of precipitation, as well as, in the ecological succession state. Finally, the variation in the activation and decay of R_s between the sites and years of study suggest different associations with biophysical control variables.

Key words: *biogeosciences; Álamos, Sonora; CO_2 flux; static chambers.*

Introducción

El balance del C en ecosistemas terrestres se encuentra delimitado por un intercambio de elementos y energía; el cual se da por medio de la captura de CO_2 a través del proceso de fotosíntesis (productividad primaria bruta –PPB-) y la emisión de CO_2 hacia la atmósfera por medio de la respiración del ecosistema (R_{eco}), siendo realizada por la presencia de los organismos autótrofos (R_a) y heterótrofos (R_h). Este intercambio vertical de C entre la atmósfera y el ecosistema comprende el balance neto de PPB y R_{eco} siendo conocido como Intercambio Neto del Ecosistema (NEE), el cual es una aproximación para la Productividad Neta del Ecosistema (PNE=-NEE) integrado hacia una escala anual (Grace *et al.,* 2014; Chapin *et al*., 2011).

En el bosque tropical seco (BTS) se ha observado que es un ecosistema que posee tasas de productividad y almacenamiento de C altas (Jaramillo y Murray-Tortarolo, 2019), las cuales están controladas por la disponibilidad de agua y la capacidad de la vegetación de utilizar este recurso (Rojas-Robles *et al.,* 2020). Sin embargo, las presiones antrópicas han provocado la formación de un mosaico de estados de sucesión ecológica que plantean una complejidad de procesos funcionales dinámicos que controlan su balance de C (Álvarez-Yépiz *et al.,* 2008) que junto con la estacionalidad de la precipitación los procesos relacionados al ciclo del carbono como PNE y sus componentes, pueden llegar a mostrar una fuerte variación y respuesta en escalas de tiempo intra e interanuales (Verduzco *et al.,* 2015; Gonzalez-del Castillo *et al.,* 2018).

La respiración del suelo (R_s) es un flujo ecosistémico que emite importantes cantidades de CO_2 hacia la atmósfera a consecuencia del metabolismo y respiración de las plantas (*i.e.* raíces) y microorganismos que controlan procesos biogeoquímicos en el suelo (Roby *et al.,* 2019; Leon *et al.,* 2014). Particularmente, en el BTS se ha reportado la importancia que ejercen los pulsos de precipitación en las respuestas y variaciones de R_s y de la existencia de los umbrales que definen su dinámica a lo largo del tiempo (Waring y Powers, 2016), mientras que, también se ha observado que este flujo responde de manera distinta ante el estado de sucesión ecológica del bosque (Sandoval-Aguilar *et al.,* 2016; Fong-López *et al.,* 2017; Calvo-Rodríguez *et al.,* 2020).

Sin embargo, es necesario sintetizar información funcional de R_s en función de entradas efectivas de precipitación a lo largo del tiempo que promuevan su activación hasta alcanzar su punto de flujo máximo de emisión, seguido de un decaimiento (Ogle y Reynolds, 2004), en donde, la activación describe que tan rápida es la respuesta de R_s ante la influencia de algún control biofísico, mientras que, el decaimiento integra el decline de los almacenamientos de materia orgánica, la calidad de estos sustratos, la disponibilidad de los recursos y los legados de años antecedentes en la respuesta de R_s después de haber alcanzado su flujo máximo de emisión.

La aplicación de esta conceptualización bajo un contexto de activación y decaimiento permite el uso de curvas de respuesta que determina las posibles diferencias en la respuesta de PNE y cada uno de sus componentes (incluida R_s), de donde es posible extraer valores numéricos relacionados a la activación y decaimiento por medio de ecuaciones no lineales, permitiendo asociar estos valores ser asociados a diversas variables de control como la precipitación, la temperatura o la humedad del suelo (Liu *et al.,*

2002) ya que el comportamiento de la activación y decaimiento de dichas curvas presenta variaciones entre años y sitios de estudio debido a que ejercen su influencia en distintos periodos de tiempo (Figura 1).

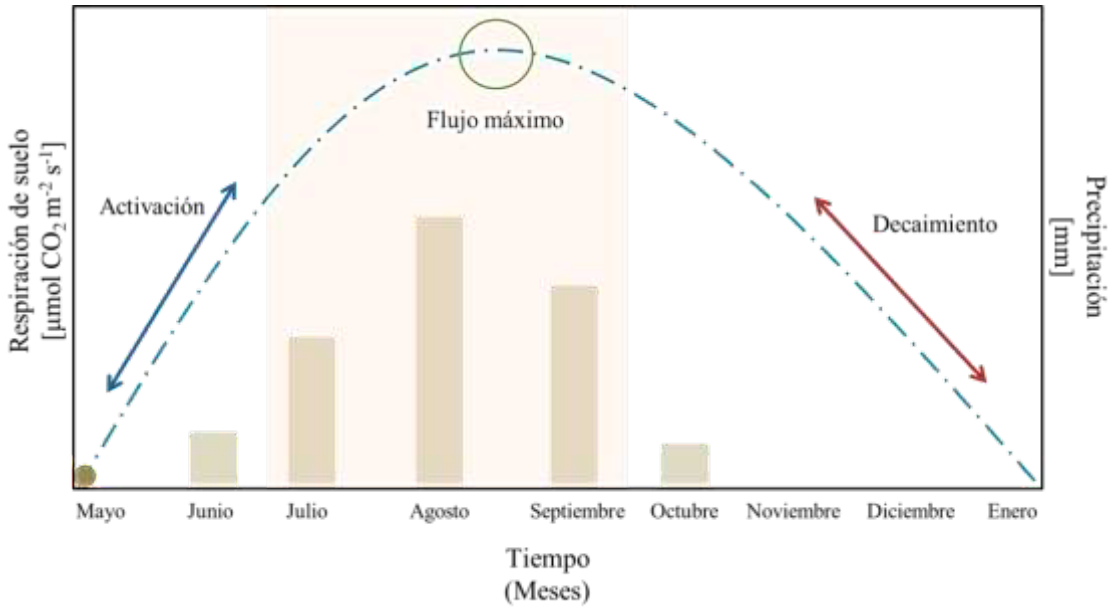

Figura. 1 Conceptualización de la curva de respuesta de activación y decaimiento de la respiración de suelo (R_s).
El ajuste de la curva inicia con el mes más seco y de menor emisión de R_s previo al inicio de la temporada de lluvias.
El área sombreada representa la temporada de máximo crecimiento y actividad biológica del bosque tropical seco.
Adaptado de: Ogle y Reynolds, 2004 y Liu *et al.* (2002).

Bajo esta perspectiva, con la finalidad de indagar los posibles controles que definen la activación y decaimiento de R_s en ecosistemas estacionalmente secos, el presente estudio tiene como objetivo el describir las tasas de activación y decaimiento de R_s ante la variación interanual de la precipitación y el estado de sucesión ecológica del BTS del Noroeste de México.

Materiales y Métodos

Sitio de estudio

El estudio se llevó a cabo en un BTS dentro del "Rancho El Guayabo" perteneciente a la reserva privada Monte Mojino manejado por Naturaleza y Cultura A.C. (http://www.naturalezaycultura.org). Esta reserva forma parte del Área de Protección de Flora y Fauna Sierra de Álamos y Río Cuchujaqui en el Noroeste de México (Lopez-Toledo *et al.,* 2011). La zona se caracteriza por poseer una marcada estacionalidad que comprende una temporada seca (noviembre a mayo) y una temporada húmeda (junio a octubre) en donde cae alrededor del 80% de la precipitación total del año (Álvarez-Yépiz *et al.,* 2017).

Los sitios de estudio comprenden un gradiente de sucesión ecológica (Álvarez-Yépiz *et al*., 2008), conformado por: un bosque en sucesión temprana (BST), el cual fue desmontado y abandonado ~ 10 años, seguido de un bosque en estado secundario (BS) que fue transformado y cuenta con ~ 40 años en recuperación y por último, un bosque maduro (BM) que nunca ha sido desmontado y que mantiene una composición de especies representativas del BTS, este sitio funge como el bosque de referencia para este estudio.

Estos sitios de estudio forman parte de una red observatorios de monitoreo eco-hidrológico a largo plazo, dedicado al monitoreo continuo los flujos de CO_2 y vapor de agua y micrometeorología local, así como, de rasgos funcionales y estructurales de suelos y plantas (Delgado-Balbuena *et al.,* 2019).

Mediciones de respiración de suelo

En cada uno de los sitios del gradiente de sucesión ecológica del BTS se realizaron mediciones mensuales de R_s durante el periodo 2015 a 2017 y 2019. El diseño experimental consistió en un arreglo, en el cual fueron colocados aros de PVC de 10 cm de diámetro sobre la superficie del suelo, distribuyéndose a lo largo de un transecto de 60 m en dirección a cada uno de los puntos cardinales (Sandoval-Aguilar *et al.,* 2016), se midieron entre 8 y 12 aros de suelo en cada sitio y en cada campaña de medición. Las mediciones de R_s fueron realizadas mediante un analizador de gases en infrarrojo (LI-COR 8100, LI-COR Biosciences, Lincoln, Nebraska, E.U.A.), comprendiendo un tiempo de medición para cada aro de 3 min y siendo descartados los primeros 30 s para la estabilización del sistema. Los datos fueron procesados por medio del software SoilFluxPro® (LI-COR Biosciences, Lincoln, Nebraska, E.U.A.).

Curva de respuesta de la activación y decaimiento de la respiración de suelo

Con las mediciones realizadas de R_s para cada aro de los sitios de estudio se tomó un punto inicial, partiendo del mes más seco (mayo) con la menor tasa de R_s y se realizó el ajuste de la curva mediante la ecuación 1, descrita por Liu *et al.* (2002) para el cálculo de los coeficientes de activación y decaimiento de R_s durante los nueve meses subsecuentes:

$$Y = Y_0 + ate^{-bt} \quad (1)$$

donde, Y es la respiración de suelo, Y_0 es el valor inicial de respiración de suelo, t es el tiempo, a y b son los coeficientes de activación y decaimiento de la respiración de suelo, respectivamente.

Resultados y Discusión

Contraste de la precipitación interanual

Durante el periodo de estudio se observó una importante variabilidad en la lluvia. La Figura 2 muestra su distribución durante el periodo de estudio, en donde se aprecia el patrón característico de ecosistemas estacionalmente secos del Noroeste de México (Perez-Ruiz *et al.,* 2010; Verduzco *et al.,* 2018; Hinojo-Hinojo *et al.,* 2019), siendo la temporada húmeda la que recibe la mayor cantidad de precipitación representando el 80% y el 20% restante se distribuyó en la temporada seca durante el periodo de estudio. Siendo que la precipitación media anual histórica para los sitios de estudio es de 724 mm $año^{-1}$ (Bojórquez *et al.,* 2019), podemos concluir que la precipitación registrada durante 2015 se encontró por arriba de la media reportada con 805 mm, mientras que, 2016 es considerado un año promedio (739 mm) y finalmente, 2017 y 2019 fueron años que se presentaron por debajo de la media con 585mm y 706 mm, respectivamente.

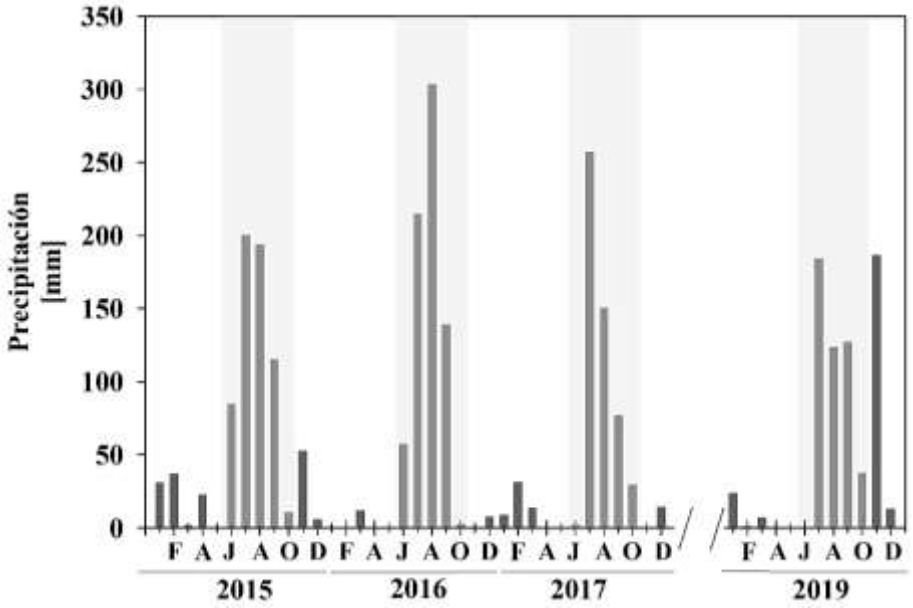

Figura 2. Precipitación mensual en sitios de un gradiente sucesión ecológica del bosque tropical seco del Noroeste de México durante el periodo 2015-2017 y 2019.
Las áreas sombreadas representan la duración de la temporada húmeda.

Activación y decaimiento de la respiración de suelo en sitios de gradiente de sucesión ecológica

La Figura 3 muestra las tendencias interanuales de la activación de R_s entre los sitios durante el periodo de estudio, la cual pudiera estar relacionada con el contraste de la precipitación anual, ya que, es uno de los principales controles de este flujo depende de los regímenes de precipitación (Austin *et al.,* 2004; Powers *et al.,* 2018). Durante el periodo de estudio existieron diferentes cantidades de precipitación, en donde, se observa que estuvo por arriba de la media reportada como lo fue 2015, los valores de la activación de R_s en los sitios BS y BST fue menor en comparación con BM pero pareciera no existir diferencias entre los sitios, sin embargo, si se compara con 2016 y 2019, los cuales fueron un año promedio y un por debajo de la media, respectivamente; los valores en la respuesta de activación de R_s fueron mayores y pareciera ser diferente entre los sitios de estudio y que posiblemente esto ocurriera por efecto de lo antecedido en la precipitación del año anterior. Mientras que, si se hace un contraste con 2017, esta activación disminuyó y la respuesta fue mayor en BS versus los sitios de BM y BTS. Esta variabilidad en la activación de R_s entre los sitios y años presenta la oportunidad de explorar la influencia de los legados de precipitación y las implicaciones en las tasas de activación de R_s los años siguientes.

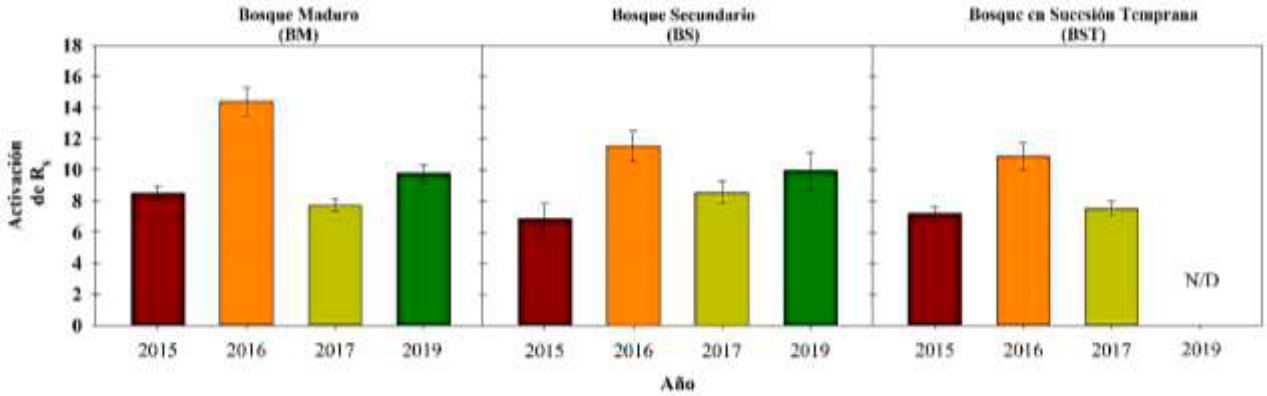

Figura 3. Activación de la respiración de suelo en sitios de un gradiente sucesión ecológica del bosque tropical seco del Noroeste de México durante el periodo 2015-2017 y 2019.

Por otra parte, la Figura 4 muestra las tendencias interanuales del decaimiento de R_s durante el periodo de estudio. Se observa la dinámica que ocurrió entre los sitios, particularmente, en el sitio BM y BS, que presentan una similitud en su comportamiento entre los años, lo que sugeriría que estos se comparten algunos factores de control, en cambio, para el sitio BST el comportamiento de la tasa de decaimiento no sigue la misma tendencia, lo cual pudiera estar relacionado a la influencia de la humedad de suelo que puede llegar a explicar alrededor del 70% de la variabilidad de R_s (Arredondo *et al.,* 2018) y la acumulación de materia orgánica disponible para descomposición aportada por medio de la hojarasca de la temporada, ya que, en los sitios que se encuentran en este estado de sucesión se caracterizan por un crecimiento acelerado y una gran actividad metabólica (Álvarez-Yépiz *et al.,* 2008).

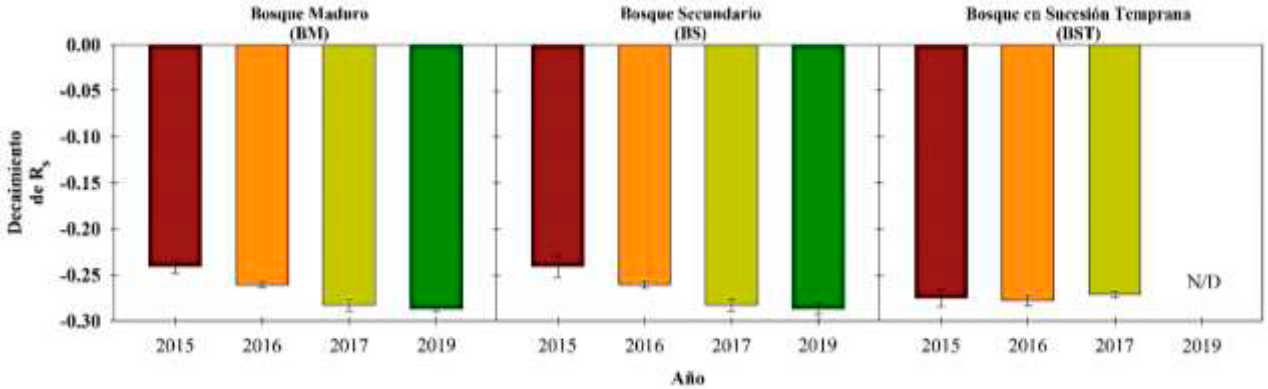

Figura 4. Decaimiento de la respiración de suelo en sitios de un gradiente sucesión ecológica del bosque tropical seco del Noroeste de México durante el periodo 2015-2017 y 2019.

Conclusiones

La variación en la activación y decaimiento de R_s entre los sitios y años de estudio sugieren diferentes que diferentes variables de control biofísico son responsables de la variación en R_s en los diferentes estados funcionales del bosque. Para comprender mejor los patrones de control de la R_s en distintos estados de sucesión de bosques secos y aumentar conocimiento funcional es necesario definir los parámetros de control de la activación y decaimiento de la R_s en respuesta a los pulsos de precipitación efectivos con el fin de entender el balance de C en ecosistemas estacionalmente secos a mayores escalas.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por el apoyo de posgrado otorgado a MLVT (542178). De igual manera, a Naturaleza y Cultura Internacional y a la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas por permitir realizar el proyecto dentro del APFF- Sierra de Álamos-Río Cuchujaqui.

Literatura citada

Álvarez-Yépiz, J. C., A. Búrquez., A. Martínez-Yrízar., M. Teece., E. A. Yépez and M. Dovciak, M. 2017. Resource partitioning by evergreen and deciduous species in a tropical dry forest. Oecologia 183:607-618.

Álvarez-Yépiz, J. C., A. Martínez-Yrízar., A. Búrquez and C. Lindquist. 2008. Variation in vegetation structure and soil properties related to land use history of old-growth and secondary tropical dry forests in northwestern Mexico. Forest Ecology and Management 256:355-366.

Arredondo, T., J. Delgado-Balbuena., E. Huber-Sannwald., E. García-Moya., H. W. Loescher., C. Aguirre-Gutiérrez and U. Rodriguez-Robles. 2018. Does precipitation affects soil respiration of tropical semiarid grasslands with different plant cover types? Agriculture, Ecosystems & Environment 251:218-225.

Austin, A. T., L. Yahdjian., J. M. Stark., J. Belnap., A. Porporato., U. Norton., D. A. Ravetta and S. M. Schaeffer. 2004. Water pulses and biogeochemical cycles in arid and semiarid ecosystems. Oecologia 141:221-235.

Bojórquez, A., J. C. Álvarez-Yépiz., A. Búrquez and A. Martínez-Yrízar. 2019. Understanding and predicting frost-induced tropical tree mortality patterns. Global Change Biology 25:3817-3828.

Calvo-Rodriguez, S., R. Kiese and G. A. Sánchez-Azofeifa. 2020. Seasonality and budgets of soil greenhouse gas emissions from a tropical dry forest successional gradient in Costa Rica. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences 125:1-43.

Chapin III, F. S., P. A. Matson and P. M. Vitousek. 2011. Principles of terrestrial ecosystem ecology. Second Edition. Springer-Verlag New York. New York.

Delgado-Balbuena., J., E. A. Yépez., F. Paz-Pellat., G. Ángeles-Pérez., M. S. Alvarado-Barrientos., S. H. Bullock., A. E. Castellanos., T. Arredondo., B. Figueroa-Espinoza., J. Garatuza-Payán., E. González-del Castillo., E. González-Sosa., Y. Maya-Delgado., J. C. Rodríguez., R. Vargas., E. R. Vivoni., C. J. Watts., C. Aguirre-Gutiérrez., J. Arellano-Verdejo., F. Ayala-Niño., C. Coronel., A. Cueva., A. Guevara-Escobar., C. Hinojo-Hinojo., P. U. Kyaw-Tha., H. E. Lazcano., C. Lizárraga-Celaya., J. M. Madrigal-Gómez., L. A. Méndez-Barroso., W. Oechel., E. R. Pérez-Ruiz., M. Quesada-Avendaño., C. A. Robles-Zazueta., N. E. Rojas-Robles., M. Sánchez-Hidalgo., Z. M. Sánchez-Mejia., T. Tarin., E. Troyo-Diéguez., J. Uuh-Sonda., M. L. Vargas-Terminel., M. G. Vega-Puga y V. S. Verduzco. 2019. Flujos verticales de carbono en ecosistemas terrestres. (pp. 605-625). En: Paz-Pellat, F., J. M. Hernández-Ayón., R. Sosa-Ávalos y A. S. Velázquez-Rodríguez (eds.). Estado del Ciclo del Carbono: Agenda Azul y Verde. Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, México. 716 p.

Fong-López, L. F., M. Sandoval-Aguilar., Z. M. Sánchez-Mejía y E. A. Yépez. Differences in soil respiration in wet and dry seasons in a tropical dry forest in Northwestern of México. (pp. 621-626). En: Paz, F., R. Torres y A. Velázquez (eds.). 2017. Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2017. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada y la Universidad Autónoma de Baja California. Texcoco, Estado de México, México. ISBN: 978-607-96490-5-0. 656 p.

Gonzalez-del Castillo, E. G., A. Sanchez-Azofeifa., K. T. Paw U., J. A. Gamon and M. Quesada. 2018. Integrating proximal broad-band vegetation indices and carbon fluxes to model gross primary productivity in a tropical dry forest. Environmental Research Letters 13:1-12.

Grace, J., E. Mitchard and E. Gloor. 2014. Perturbations in the carbon budget of the tropics. Global Change Biology 20:3238 3255.

Hinojo-Hinojo, C., A. E. Castellanos., T. Huxman., J. C. Rodriguez., R. Vargas., J. R. Romo-León and J. A. Biederman. 2019. Native shrubland and managed buffelgrass savanna in drylands: Implications for ecosystem carbon and water fluxes. Agricultural and Forest Meteorology 268:269-278.

Jaramillo, V. J. and Murray-Tortarolo, G. N. 2019. Tropical dry forest soils: global change and local-scale consequences for soil biogeochemical processes. (pp. 109-130). *In*: Busse, M., C. P. Giardina., D. M. Morris and D. S. Page-Dumroese (eds.). Developments in Soil Science. Global Change and Forest Soils (Vol. 36). Elsevier.

Leon, E., R. Vargas, S. Bullock, E. Lopez, A. R. Panosso and N. La Scala Jr. 2014. Hot spots, hot moments, and spatiotemporal controls on soil CO_2 efflux in a water-limited ecosystem. Soil Biology and Biochemistry 77:12-21.

Liu, X., S. Wan., B. Su., D. Hui and Y. Luo. 2002. Response of soil CO_2 efflux to water manipulation in a tallgrass prairie ecosystem. Plant and Soil 240:213-223.

Lopez-Toledo, L., C. Horn and B. A. Endress. 2011. Distribution and population patterns of the threatened palm *Brahea aculeata* in a tropical dry forest in Sonora, Mexico. Forest Ecology and Management 261:1901-1910.

Ogle, K. and J. F. Reynolds. 2004. Plant responses to precipitation in desert ecosystems: integrating functional types, pulses, thresholds, and delays. Oecologia 141:282-294.

Perez-Ruiz, E. R., J. Garatuza-Payan., C. J. Watts., J. C. Rodriguez., E. A. Yepez and R. L. Scott. 2010. Carbon dioxide and water vapour exchange in a tropical dry forest as influenced by the North American Monsoon System (NAMS). Journal of Arid Environments 74:556-563.

Powers, J. S., X. Feng., A. Sanchez-Azofeifa and D. Medvigy. 2018. Focus on tropical dry forest ecosystems and ecosystem services in the face of global change. Environmental Research Letters 13:1-5.

Roby, M. C., R. L. Scott., G. A. Barron-Gafford., E. P. Hamerlynck and D. J. P. Moore. 2019. Environmental and Vegetative Controls on Soil CO_2 Efflux in Three Semiarid Ecosystems. Soil Systems 3:1-19.

Rojas-Robles, N. E., J. Garatuza-Payán., J. C. Álvarez-Yépiz., Z. M. Sánchez-Mejía., R. Vargas and E. A. Yépez. 2020. Environmental Controls on Carbon and Water Fluxes in an Old-Growth Tropical Dry Forest. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences 125:1-46.

Sandoval-Aguilar, M., E. A. Yépez., S. de los Santos-Villalobos., C. A. Robles-Zazueta y J. Garatuza-Payán. 2016. Respiración de suelo y descomposición en sitios de sucesión ecológica dentro de un bosque tropical seco. (pp. 528-534). En: Paz, F. y R. Torres (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2016. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Texcoco, Estado de México, México. ISBN 978-607-96490-4-3. 732 p.

Verduzco, V. S., E. R. Vivoni., E. A. Yépez., J. C. Rodríguez., C. J. Watts., T. Tarin., J. Garatuza-Payán., A. Robles-Morua and V. Y. Ivanov. 2018. Climate change impacts on net ecosystem productivity in a subtropical shrubland of Northwestern Mexico. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences 123:688-711.

Verduzco, V. S., J. Garatuza-Payán., E. A. Yépez., C. J. Watts., J. C. Rodríguez., A. Robles- Morua and E. R. Vivoni. 2015. Variations of net ecosystem production due to seasonal precipitation differences in a tropical dry forest of northwest Mexico. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences 120:2081-2094.

Waring, B. G. and J. S. Powers. 2016. Unraveling the mechanisms underlying pulse dynamics of soil respiration in tropical dry forests. Environmental Research Letters 11:1-9.

1.4. Monitoreo isotópico de la lluvia para la generación de la línea meteórica local de Ciudad Obregón, Sonora, México

Reyes-Hernández Mayte F.[1]; Castro-López, J. A.[1]; Tarín Tonantzin[2]; Garatuza-Payan J.[1,3]; Encinas-Yepiz David H.[1] y Yépez Enrico A.[1, 3*]

[1]Departamento de Ciencias del Agua y Medio Ambiente, Instituto Tecnológico de Sonora, Ciudad Obregón, Sonora, México. [2] University of Delaware, Department of Plant and Soil Sciences, Newark, USA. [3] Sede Regional Sur de Sonora, Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, Instituto Tecnológico de Sonora, Ciudad Obregón, Sonora, México.
*Autor para correspondencia: enrico.yepez@itson.edu.mx

Resumen

El monitoreo isotópico de la lluvia es importante para conocer la capacidad de recarga de los acuíferos y la disponibilidad de agua en los ecosistemas. Una línea meteórica (-isotópica) local en regiones específicas (como las zonas limitadas por el agua) es de utilidad para entender variaciones espacio-temporales de distintos procesos ecohidrológicos en función de la variabilidad climática. El objetivo de este trabajo es desarrollar una línea base de valores isotópicos de referencia para la construcción de "isoscapes" (mapas isotópicos) en el Noroeste de México. Este trabajo presenta un primer análisis de la variación isotópica de la lluvia colectada sistemáticamente en Ciudad Obregón Sonora, México (27.511850, -109.956316), entre julio de 2014 y septiembre de 2018. Se analizó la composición isotópica de las muestras de lluvia (n= 78) tanto de oxígeno ($\delta^{18}O$) como de deuterio ($\delta^{2}H$). La pendiente de la línea meteórica local resultante fue de *m*= 6.44 con un intercepto de -1.23 (R^2 = 0. 91). Cabe destacar que este periodo de estudio contó con ambiente isotópico diverso por la presencia de huracanes, frentes fríos y la hegemonía del Monzón de Norte América (MNA). Esta primera aproximación isotópica de una región semiárida del noroeste de México aporta conocimiento para entender la influencia del MNA en los recursos hídricos de la región y para la validación de modelos geoestadísticos que puedan predecir con mayor resolución isoscapes que sirvan de apoyo en el manejo de los recursos hídricos.

Palabras clave: *ecohidrología; oxígeno 18; deuterio; mapas isotópicos*.

Abstract

Isotopic monitoring of rainfall is important to know the recharge capacity of aquifers and the availability of water in ecosystems. A local meteoric isotopic line in specific regions (such as areas limited by water) is useful to understand spatio-temporal variations of different ecohydrological processes as a function of climatic variability. The objective of this work is to develop a baseline of reference isotopic values for the construction of "isoscapes" (isotopic maps) in Northwest of Mexico. This work presents a first analysis of the isotopic variation of the rain collected systematically in Ciudad Obregón Sonora, Mexico (27.511850, -109.956316), between July 2014 and September 2018. The isotopic composition of the rain samples was analyzed (n = 78) of both oxygen ($\delta^{18}O$) and deuterium ($\delta^{2}H$). The slope of the resulting local meteoric line was m = 6.44 with an intercept of -1.23 (R^2 = 0. 91). It should be noted that this study period had a diverse isotopic environment due to the presence of hurricanes, cold fronts and the hegemony of the North American Monsoon (MNA). This first isotopic approximation of a semi-arid region of northwestern Mexico provides knowledge to understand the influence of MNA on the region's water resources and for the validation of geostatistical models that can predict isoscapes with higher resolution that serve as support in the management water resources.

Key words: *ecohydrology; oxygen 18; deuterium; isotopic maps.*

Introducción

El Monzón de Norteamérica (MNA) es un evento muy característico en el clima del noroeste de México, en esta región las precipitaciones estacionales de verano (junio-septiembre), son controladas en gran medida por el MNA y pueden ser responsables de hasta el 80% de las precipitaciones anuales. La región del Noroeste de México es muy importante ya que presenta una amplia variedad ecosistémica, además de que esta se encuentra en una región que recibe influencia de humedad muy tropical, en ocasiones de frentes fríos y huracanes, y del MNA.

Los isótopos estables tienen el mismo número de protones y de electrones, pero diferente número de neutrones (Reyes-García y Andrade, 2007). En general, los isótopos estables de un elemento se encuentran en diferentes abundancias. Debido a que el comportamiento fisicoquímico es diferente para cada uno de los isótopos estables de un elemento, estos pueden usarse como trazadores de procesos ecohidrológicos (Dawson *et al*., 2002), esto es debido a que los neutrones afectan la masa atómica y por lo tanto los isótopos pesados y ligeros se comportan de manera diferente durante las reacciones físicas, químicas o enzimáticas, es decir ocurre un fraccionamiento isotópico. La firma isotópica, es expresada en notación δ para mantener una referencia estandarizado con patrones isotópicos aceptados internacionalmente en el caso del Agua se usa por lo tanto la notación $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ (Reyes-García y Andrade, 2007).

Debido a que, el agua en sus diferentes reservorios (subterránea, pluvial, edáfica, fluvial u oceánica) tienen composiciones isotópicas diferentes debido a los procesos de evaporación, condensación y precipitación, las composiciones isotópicas de los diferentes componentes del ciclo del agua muestran firmas isotópicas bien definidas, las cuales pueden ser identificadas y así ser útiles para describir sus interrelaciones y por lo tanto es posible utilizar esta herramienta para trazar el ciclo hidrológico (Reyes-García y Andrade, 2007).

Una de las características clave que presentan los isótopos estables $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ contenidos en las aguas meteóricas es su fuerte linealidad (Craig, 1961). La línea de regresión resultante para estos datos es conocida como la "Línea Meteórica de Agua Global" (GMWL, por sus siglas en inglés), definida como: y ($\delta^{2}H$) = 8 * $\delta^{18}O$ + 10 (Craig, 1961). La GMWL es una buena referencia para después definir una línea meteórica de agua local (LMWL), la cual puede ser diferente a la GMWL, la cual permite derivar información de procesos hidrológicos relacionados a la lluvia para un sitio en particular y por lo tanto puede servir como herramienta para estudiar la recarga de acuíferos, pérdidas por evaporación, la mezcla y transporte del recurso hídrico incluyendo la posible contribución de la evapotranspiración al reciclaje de agua para la lluvia (Gat y Gonfiantini 1981; Clark, 2015).

El objetivo de este trabajo es desarrollar una línea base de valores isotópicos de la lluvia colectada sistemáticamente en Ciudad Obregón Sonora, México entre julio de 2014 y septiembre de 2018 para generar la LMWL de esta región localizada en la zona de mayor influencia del MNA. El estudio de la hidrología y ecología que sucede en función del MNA es muy importante y a su vez interesante, pero para poder realizar estos estudios es necesario tener mediciones de línea base de procesos hidrológicos, como la composición isotópica de las precipitaciones.

Métodos

El estudio se realizó en Cd. Obregón, Sonora, en esta localidad estableció una estación de colecta de lluvia permanente (27.511850, -109.956316). Para este estudio, se compiló la información recabada de un monitoreo sistemático en un período de tiempo de 5 años (entre julio de 2014 y septiembre de 2018). Para la recolección de muestras de agua de lluvia se utilizó un pluviómetro con aceite mineral siguiendo las recomendaciones del Organismo Internacional de Energía Atómica (IAEA, por sus siglas en inglés) para evitar la evaporación, una vez recolectadas se pasó a separar las muestras del aceite, se filtraron y

se almacenaron en recipientes herméticamente sellados. El análisis isotópico se llevó a cabo en el Laboratorio de Eco-hidrología e Isótopos Estables que es parte del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM; http://www.langem.org/).

El análisis isotópico para los dos primeros años de datos (2014-2015) se llevó a cabo en un analizador de isótopos de agua basado en espectroscopia láser (DLT-100; Los Gatos Research, California, EE. UU.) Y las muestras recolectadas posteriormente (2016-2018) se analizaron usando un espectroscopio láser L2130-i (Picarro Inc., California, EE. UU.).

Los resultados obtenidos se normalizaron a estándares internacionales y se calibraron con respecto al VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) siguiendo el procedimiento estándar del IAEA. Los valores de las relaciones isotópicas se expresan en notación δ en per mil (‰) de acuerdo con la ecuación 1.

$$\delta_{sample} = \left(\frac{R_{sample}}{R_{standard}} - 1\right) * 1000 \quad (1)$$

donde, R indica el cociente molar del isótopo pesado sobre el isótopo liviano ($^{2}H/^{1}H$ y $^{18}O/^{16}O$), R_{sample} y $R_{standard}$ se refieren a los cocientes $^{2}H/^{1}H$ (o $^{18}O/^{16}O$) en la muestra y en el estándar internacional, respectivamente. Un valor δ positivo indica que la muestra tiene una mayor proporción del isótopo pesado en comparación con el estándar. Los datos se normalizaron utilizando LIMS para la metodología láser establecida por el IAEA (LIMS, 2016). La incertidumbre de medición para los análisis DLT-100 fue ± 1.2 ‰ para $\delta^{2}H$ y ± 0.4 ‰ para $\delta^{18}O$, en el caso de Picarro L2130-i fue ± 0.6 ‰ para $\delta^{2}H$ y ± 0.3 ‰ para $\delta^{18}O$.

Para los valores de lluvia histórica de Cd. Obregón, se tomaron datos climáticos diarios del CLICOM del SMN a través de su plataforma web del CICESE (http://clicom-mex.cicese.mx) y datos climáticos diarios de la Red de Estaciones Meteorológicas Automáticas de Sonora (REMAS, http://www.siafeson.com/remas2/index.php/), para la información histórica de huracanes, se utilizó la base de datos del Servicio Meteorológico Nacional de la CONAGUA (https://smn.conagua.gob.mx/es/ciclones-tropicales/informacion-historica).

Resultados

Cuadro 1. Se muestra el total anual de precipitación, se observa que la mayor cantidad de lluvia (mm) se da en el período de verano-otoño, estas se le atribuyen principalmente (~80%) al MNA, las precipitaciones de la región también pueden verse influenciadas en menor medida por huracanes.

Año	Total anual	Invierno-Primavera	Verano-Otoño		Huracanes		
	Valor de Pp (mm)	Valor de Pp (mm)	Valor de Pp (mm)	% en Monsoon	Valor de Pp (mm)	% en Monsoon	Nombre
2014	331.4	3	328.4	99	15	5	Odile 10-17 septiembre (SMN)
2015	494	103.2	390.8	79	4	1	Hilda 5-7 agosto (SMN)
2016	288.5	47.8	240.7	83			Ninguno
2017	243.5	26.6	216.9	89	87.9	41	Lidia 29 agosto-3 septiembre
2018	384.6	72.9	311.7	81	60.6	19	Bud 9-15 junio

Pp: Precipitación.

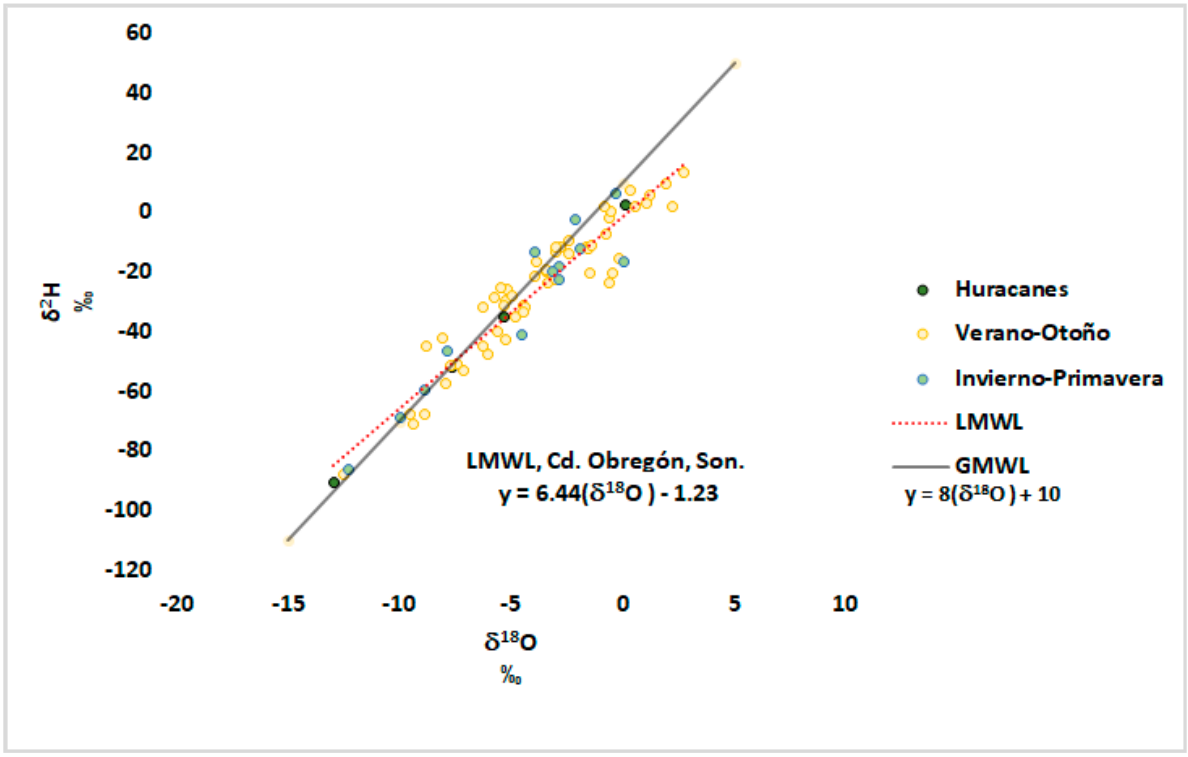

Figura 1. Línea meteórica de agua global (negra sólida) y local para Cd. Obregón, Sonora (roja punteada).
La lluvia tiene un rango de -12 a 3 ‰ para el $\delta^{18}O$ (eje X) y de -91 a 13.5 ‰ para el $\delta^{2}H$ (eje Y), los símbolos amarillos indican la lluvia que ocurre entre junio y noviembre, los símbolos azul claro la lluvia que ocurrió entre diciembre y mayo y los símbolos más oscuros corresponden a los eventos de lluvia relacionados a huracanes.

Discusiones y Conclusión

Se observa una notable influencia del monzón de Norte América en el aporte de lluvia en Ciudad Obregón, Sonora ya que >80% de la lluvia ocurre en el verano y otoño (Cuadro 1) y por lo tanto se esperaría que las masas de aire que contribuyen a las precipitaciones de esta región son de origen tropical. Así mismo, es notable el aporte de humedad de origen ciclónico, aunque esta aportación es variable año con año (Cuadro 1).

Notablemente, la LMWL de Cd. Obregón tiene una pendiente muy similar a la LMWL de una región de igual manera influenciada por el MNA pero más desértica y con menor influencia costera (*i.e.* Tucson Arizona, USA; Eastoe y Dettman, 2016). En el caso de la LMWL de Cd. Obregón, en donde la mayoría de los valores de lluvia del verano se agrupan en regiones más enriquecidas en isótopos pesados (valores menos negativos), se reafirma la idea de que las masas de aire dominantes que contribuyen a la lluvia local son de origen tropical.

Un aspecto importante que emerge del análisis de la línea meteórica de agua local para Cd. Obregón es el contraste con la línea meteórica de agua global, ya que una gran proporción de valores de lluvia local caen a la derecha de la línea meteórica global, lo cual forma una pendiente general de menos de 8. Esta discrepancia (*i.e.* exceso de deuterio; Bowen *et al*., 2019) sugiere la presencia de un efecto de evaporación en la lluvia local, con lo cual podríamos inferir, que, en esta región ocurre un efecto de reciclado de la evapotranspiración de la superficie que podría contribuir a la precipitación local al mezclarse con las masas de aire. Siendo que Cd. Obregón se encuentra en la región central del MNA, es posible que esta LMWL refleje la mayor contribución de la evapotranspiración de la superficie en toda la región del MNA.

El uso de isótopos estables como trazadores del ciclo hidrológico y los procesos ecológicos asociados a escala regional, se presenta como una herramienta de mucho valor para el manejo del agua en regiones

en donde este recurso es limitado y para la validación de modelos geoestadísticos que puedan predecir con mayor resolución isoscapes que sirvan de apoyo en el manejo de los recursos hídricos.

Literatura citada

Bowen, G. J., Z. Cai, R. P. Fiorella and A. L. Putman. 2019. Isotopes in the water cycle: Regional- to global-scale patterns and applications. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences 47:453-479 doi.org/10.1146/annurev-earth-053018-060220.

Clark, I. 2015. Groundwater Geochemistry and Isotopes. CRC Press/Taylor & Francis Group, Boca Raton/London/New York. 438 p.

Craig, H. 1961. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science 133:1833-1834.

Dawson, T. E., S. Mambelli, A. H. Plamboeck, P. H. Templer and K. P. Tu. 2002. Stable isotopes in plant ecology. Annual Review of Ecology and Systematics 33:507-559.

Eastoe, C. J. and D. L. Dettman. 2016. Isotope amount effects in hydrologic and climate reconstructions of monsoon climates: Implications of some long-term data sets for precipitation. Chemical Geology 430:78-89.

Gat, J. R. and R. Gonfiantini. 1981. Stable isotope hydrology. Deuterium and oxygen-18 in the water cycle. International Atomic Energy Agency (IAEA9. Vienna, Austria. 339 p.

LIMS (Laboratory Information Management System). 2016. LIMS for lasers 2015. International Atomic Energy Agency. Viena, Austria. http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_sampling.html#lims (consulta: Noviembre 07, 2020).

Reyes-García, C. y J. L. Andrade. 2007. Los isótopos estables del hidrógeno y el oxígeno en los estudios ecofisiológicos de plantas. Boletín de la Sociedad Botánica de México 80:19-28.

1.5. Emisiones de metano entérico en ganadería bovina en México: la necesidad impostergable de contar con inventarios nacionales precisos, investigación y estrategias viables de mitigación

Vázquez-Carrillo María Fernanda[1]; Kebreab Ermias[2]; González-Ronquillo Manuel[3] y **Castelán-Ortega Octavio Alonso[3]**

[1]Facultad de Medicina Veterinaria y Zootecnia de la Universidad Nacional Autónoma de México.
[2]Department of Animal Science, University of California, Davis, Estados Unidos.
[3]Facultad de Medicina Veterinaria y Zootecnia de la Universidad Autónoma del Estado de México.
Autor para correspondencia: oaco2002@yahoo.com.mx.

Resumen

El sector ganadero contribuye al calentamiento global con el 18% de la emisión antropogénica total de gases de efecto invernadero (GEI), estas emisiones tienen su origen en la producción y procesamiento de alimento para el ganado, el uso de tierra, la fermentación entérica y el manejo de desechos de los animales. Gracias a su eficiente sistema digestivo los rumiantes pueden aprovechar una gran diversidad de plantas forrajeras, y transformarla en alimentos de alto valor biológico para la humanidad, no obstante, como resultado de este proceso se pierde parte de la energía consumida por el animal en forma de gas metano. Al año 2018, México contaba con un inventario de casi 32 millones de cabezas de ganado bovino, el cual generaba alrededor de 2039.21 ± 205.5 Gg CH_4 al año, ocupando el octavo lugar de los países productores de metano a nivel mundial. Es por lo anterior que es importante conocer e identificar los factores que intervienen en la emisión de metano por fermentación entérica, para mejorar la eficiencia de utilización de la energía de los alimentos por parte del ganado, así como obtener herramientas para la generación de inventarios precisos de este gas, con el objetivo de desarrollar estrategias de mitigación de emisiones de metano por fermentación entérica del ganado bovino en México, tales como la inclusión de plantas taníferas en la alimentación animal, y así diseñar e implementar políticas públicas adecuadas al contexto ganadero del país. En este sentido, el presente estudio tiene como objetivo informar sobre la importancia de la utilización de diferentes herramientas de investigación para la obtención de datos precisos y adecuados sobre la emisión de gases de efecto invernadero con miras a desarrollar políticas públicas de mitigación de emisiones de metano por fermentación entérica del ganado bovino en México. Es claro que entre más información se obtenga del sector ganadero, respecto a las variantes involucradas en la producción de metano se pueden reemplazar las aproximaciones cualitativas por cuantitativas y refinar los valores de los diferentes parámetros implicados en los modelos de predicción de emisiones, aumentando la precisión y reduciendo la incertidumbre de los inventarios.

Palabras clave: *ganado; metano; inventario; alimentación; mitigación.*

Abstract

The livestock sector contributes to global warming with 18% of the total anthropogenic emission of greenhouse gases (GHG), these emissions have their origin in the production and processing of feed for livestock, land use, enteric fermentation and animal waste management. Thanks to their efficient digestive system, ruminants can take advantage of a great diversity of forage plants, and transform them into foods of high biological value for humanity, however, as a result of this process, part of the energy consumed by the animal is lost in the form of methane gas. As of 2018, Mexico had an inventory of almost 32 million head of cattle, which generated around 2039.21 ± 205.5 Gg CH_4 per year, ranking eighth among the methane-producing countries worldwide. This is why it is important to know and

identify the factors that intervene in the emission of methane by enteric fermentation, to improve the efficiency of the use of energy from food by livestock, as well as to obtain tools for the generation of accurate inventories. of this gas, with the aim of developing strategies to mitigate methane emissions by enteric fermentation of cattle in Mexico, such as the inclusion of taniferous plants in animal feed, and thus design and implement public policies appropriate to the country's livestock context. In this sense, the present study aims to report on the importance of using different research tools to obtain accurate and adequate data on the emission of greenhouse gases with a view to developing public policies to mitigate methane emissions. by enteric fermentation of cattle in Mexico. It is clear that the more information obtained from the livestock sector, regarding the variants involved in methane production, qualitative approximations can be replaced by quantitative ones and the values of the different parameters involved in the emission prediction models can be refined, increasing precision and reducing inventory uncertainty.

Key words: *won; methane; Inventory; feeding; mitigation.*

Introducción

Debido al aumento progresivo de la población mundial y de la demanda de proteína de origen animal para consumo humano, existe una elevada preocupación por el papel que desempeñan los rumiantes domésticos en el calentamiento global, principalmente por la producción de gases de efecto invernadero (GEI), pues en forma directa contribuyen con la emisión de metano (CH_4) y dióxido de carbono (CO_2) a partir de la fermentación ruminal, y de óxido nitroso (N_2O) por la degradación de sus heces y orina (FAO, 2018; Eckard *et al*, 2010); y en forma indirecta a través de las actividades que involucran la producción de forrajes y la conversión de bosques en pasturas para su alimentación. De acuerdo con Steinfeld *et al*. (2006) el sector ganadero emite 7.1 Gt de CO_2eq aproximadamente; es decir, alrededor del 18% de la emisión antropogénica global de GEI. Entre los GEI que emite el ganado, el metano juega un papel muy importante ya que lo producen en grandes volúmenes, y es 28 veces más potente que el CO_2 para contribuir en el efecto invernadero. El metano, tiene una vida media de 9 a 15 años en la atmósfera (Eckard *et al.*, 2010), periodo relativamente corto en comparación con otros GEI. En este contexto, al reducir la emisión de metano por fermentación entérica del ganado bovino se apreciaría en corto-mediano plazo los resultados de las acciones y políticas de mitigación del cambio climático, en comparación con otros GEI.

En la actualidad, la mayoría de los estudios en ganadería y cambio climático en América Latina están enfocados en la cuantificación de los volúmenes de la emisión de CH_4, la determinación de los factores de emisión y el cálculo de los inventarios nacionales; pocos estudios se enfocan en el desarrollo de estrategias de mitigación (Benaouda *et al.*, 2017). Para el año 2017, México se encontró dentro de los 10 países con mayor producción de GEI, contribuyendo al 1.68% de las emisiones globales, y se sitúo en el octavo lugar de los países emisores de metano a nivel mundial (WRI, 2017) como se aprecia en la Figura 1. Recientemente, se publicó el Primer Inventario Nacional por fermentación entérica en ganado bovino, registrando 2039.21 ± 205.5 Gg CH_4 al año (Castelán-Ortega *et al.*, 2019), para una población de 31 891 880 cabezas, registradas por el Padrón Ganadero Nacional (2016).

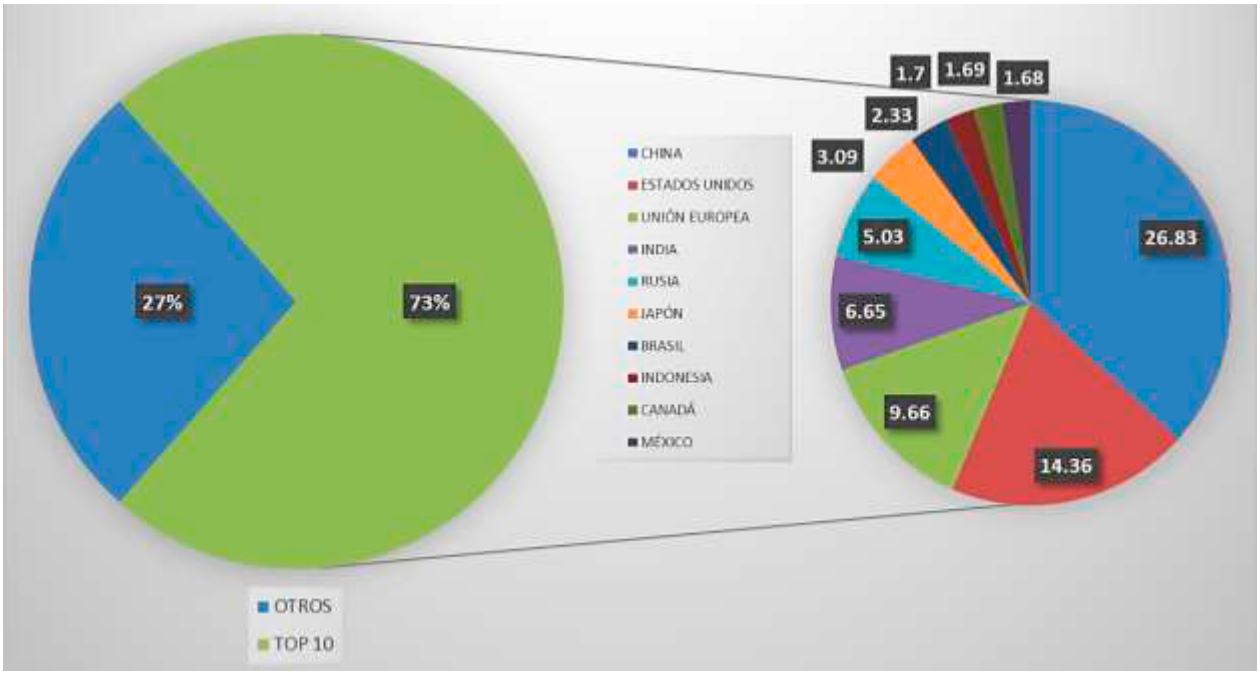

Figura 1. Principales países generadores de gases de efecto invernadero.
Modificado de WRI, 2017.

Existen diferentes técnicas para cuantificar las emisiones de metano por los bovinos, como son analizadores portátiles, trazador de gases como SF_6 (Hexafloruruo de Azufre) (Johnson *et al*., 1994), sistema de túnel de polietileno, GreenFeed, cámaras de respiración, entre otros (Cersosimo y Wright, 2015); esta última es considerada la técnica con mayor precisión, ya que se mide todo el metano producido por el animal. Hasta hace poco, México carecía de información precisa sobre emisiones de metano entérico en bovinos debido a la falta de laboratorios especializados donde se pudieran llevar a cabo mediciones *in vivo*. Desde el año 2013 se cuenta en el país con dos laboratorios con la infraestrutura para medir *in vivo* las emisiones de metano en bovinos alojados en cámaras de respiración de circuito abierto; ubicados estratégicamente en dos importantes regiones geo-climáticas de México, el primero localizado en la Facultad de Medicina Veterinaria y Zootecnia (FMVZ) de la Universidad Autónoma de Yucatán (UADY), el cual abarca las regiones de clima tropical del sur, Golfo de México y las regiones de clima tropical de la Costa del Pacífico; mientras que el segundo ubicado en la FMVZ de la Universidad Autónoma del Estado de México (UAEMex), en el estado de México, estudia los sistemas ganaderos de las regiones de clima templado, árido y semi-árido de México (Castelán-Ortega *et al.*, 2019). Recientemente se ha implementado un Laboratorio de Cromatografía de Gases para medir emisiones de metano entérico y óxido nitroso en sistemas ganaderos en pastoreo, usando la técnica de SF_6 en ECOSUR (El Colegio de la Frontera Sur) en Chiapas, México.

La producción de metano se encuentra influenciada por diversos factores, principalmente por la composición química y calidad de la dieta, así como el nivel de consumo del animal (Johnson y Johnson, 1995; Hook *et al.*, 2010). El metano es un producto resultado de la fermentación de los carbohidratos del alimento ingerido, durante esta fermentación las arqueas metanogénicas presentes en el rumen, utilizan como sustrato el CO_2 y el H_2 para formar CH_4 y así reducir la acumulación de H_2 en el rumen evitando problemas digestivos y metabólicos en el animal (Benaouda *et al.*, 2017); esta producción de metano representa una pérdida energética para el animal, que puede llegar a representar hasta el 12% de la energía bruta (EB) total consumida (Johnson y Johnson, 1995). El patrón de fermentación ruminal depende principalmente del tipo de carbohidratos contenidos en la dieta animal. Los carbohidratos estructurales de los forrajes agrupados en la porción conocida como fibra detergente neutro (FDN) dirigen la fermentación ruminal a una de tipo acética, donde se liberan ocho iones de hidrógeno por cada mol de

acetato producido, mientras que una fermentación de tipo propiónica, dada por una dieta alta en alimentos concentrados, no libera hidrógenos (Johnson y Johnson, 1995; Moss y Givens, 2002). De esta manera, modificar la inclusión de diferentes tipos de carbohidratos en la dieta puede definir el tipo de fermentación y por ende la cantidad de metano producido por fermentación entérica. Es por lo anterior, que las estrategias de mitigación de metano producido por fermentación entérica más prometedoras se basan precisamente en modificar la composición de la dieta y usar recursos locales y de bajo costo.

De esta forma, el presente documento tiene el objetivo de analizar la importancia de la utilización de diferentes herramientas, investigación e infraestructura, para la obtención de datos precisos y adecuados al contexto ganadero del país, con miras de desarrollar **estrategias de mitigación de emisiones de metano por fermentación entérica del ganado bovino en México.**

Desarrollo del Primer Inventario Nacional nivel Tier 2 del IPCC de emisiones de metano por fermentación entérica, empleando mediciones *in vivo* en México

En México, hasta hace poco, no se habían realizado mediciones *in vivo* de las emisiones de metano por fermentación entérica en ganado bovino, y por ende existía poca información en este campo. Además, no se contaba con estudios por regiones geo-climáticas, lo cual generaba una sub o sobre-estimación de emisiones de metano por fermentación entérica por la variación que existe en la composición y calidad de los forrajes entre regiones, siendo menor la calidad en los forrajes de clima tropical respecto a los de clima templado (Castelán-Ortega *et al.*, 2014).

Es así como recientemente, en el año 2019, se publicó el primer inventario nacional, con factores de emisión de metano específicos para el ganado bovino en México (Castelán-Ortega *et al.*, 2019), utilizando una metodología más completa, el nivel 2 (Tier 2, en inglés) del IPCC (Panel Intergubernamental del Cambio Climático, por sus siglas en inglés). Anteriormente, estos inventarios se calculaban con base en factores de emisión por defecto recomendados en las directrices del IPCC (2006), en su forma más simple que es el Tier 1, el cual consiste en multiplicar el número de cabezas de ganado por un factor de emisión por defecto sin considerar los factores que influyen en el volumen de las emisiones, como la función productiva del ganado, el sistema de producción, el consumo de materia seca (CMS), el tipo y la calidad de la dieta, el clima, la eficiencia productiva, entre otros (Sejian *et al.*, 2011; IPCC, 2006). Es por lo anterior, que los resultados derivados de este tipo de modelos son cuestionables. Sin embargo, la implementación de un nivel 2, es complejo, dada la falta infraestructura y financiamiento para el desarrollo de este tipo de estudios, así como la necesidad de mantener animales en experimentación y en condiciones ambientales específicas (Marques *et al*. 2020). México al ser un país con una gran diversidad climática, posee diferentes sistemas de producción, tipos de alimentación, ganado con diferente fin zootécnico, razas, entre otros; por lo anterior el hacer uso del nivel 1 del IPCC (2006), puede sub-estimar o sobre-estimar las emisiones de metano en los inventarios regionales y/o nacionales.

El desarrollo del inventario, publicado en Castelán-Ortega *et al*. 2019, consistió en la recopilación de información bibliográfica y estadística sobre las características de los sistemas de producción de ganado bovino, su población y estructura del hato en México, para ello se utilizó como base el Padrón Ganadero Nacional (2016) y su clasificación para dicho fin, de igual forma se colectó información sobre la alimentación animal y composición química de forrajes y alimentos. Después, se dividió el territorio nacional en regiones geo-climáticas y se ubicó la población nacional de ganado bovino correspondiente a cada región, obteniéndose cinco regiones: cálido húmedo, cálido sub-húmedo, templado, seco y muy seco como se muestra en la Figura 2.

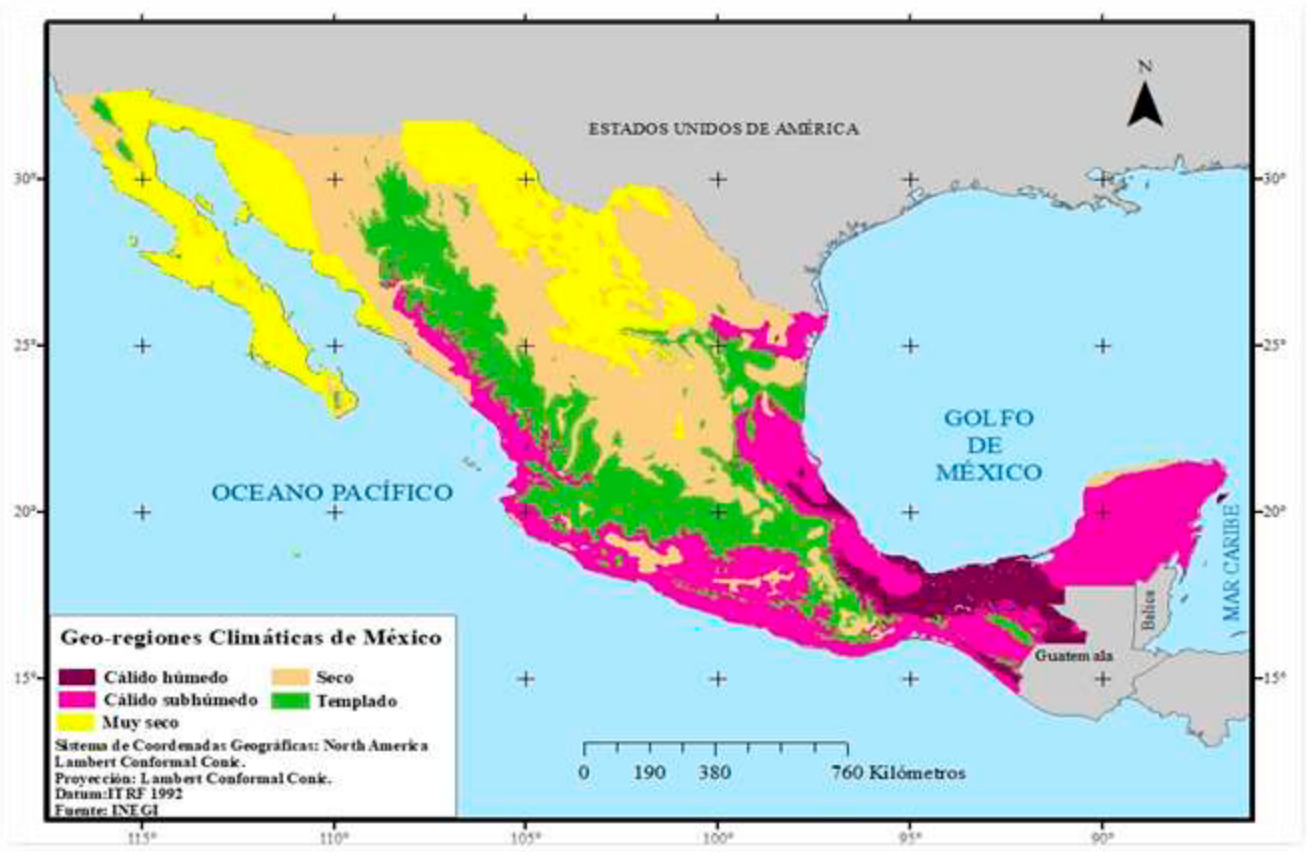

Figura 2. Regiones geo-climáticas de la República Mexicana empleadas en la elaboración del inventario Tier 2 de emisiones de metano por fermentación entérica del ganado bovino.
Tomado de: Castelán-Ortega *et al*. 2019.

Posteriormente, se seleccionaron y realizaron encuestas en 15 estados representativos de la república de cada región geo-climática y con una población importante de ganado; también se empleo el método de observación directa y se recolectaron muestras de forrajes y dietas empleadas en las unidades de producción pecuaria, a éstas últimas se les determinó la concentración de energía bruta, dato indispensable para el cálculo de los factores de emisión de metano de acuerdo con el método Tier 2 del IPCC (2006). En la Figura 3 se representan diferentes sistemas de producción, que ejemplifican algunos de los sistemas de México, con distintas razas de bovinos y tipos de alimentación.

Figura 3. Diferentes sistemas de producción y alimentación del ganado bovino en México.

Mediante un análisis estadístico multivariado de las encuestas, se identificaron los principales ingredientes empleados en la alimentación y se definieron las *dietas tipo* para cada región y categoría de ganado. Las *dietas tipo* se reprodujeron en las cámaras de respiración de circuito abierto (Figura 4) para cada región climática y categoría de ganado. Las cámaras de respiración se encontraron equipadas con aire acondicionado, luz artificial, ventilador y una jaula metabólica; ésta última provista de comedero, bebedero, piso antiderrapante, y un contenedor en la parte inferior posterior, que permitió la colecta total de heces del animal, esta infraestructura fue necesaria para el cálculo de consumo de materia seca (CMS) y digestibilidad de la dieta. Los animales tuvieron un periodo de adaptación a las *dietas tipo*, para posteriormente seguir con un periodo de muestreo, en el cual se realizaron mediciones de consumo, digestibilidad de la dieta y de la energía; finalizando con 24 h de medición dentro de las cámaras de respiración para cuantificar la emisión de metano de los animales.

Posteriormente se calculó el factor de partición de la energía consumida hacia metano (*Ym*). Este factor *Ym* determina el porcentaje de energía consumida que se pierde en forma de metano. Los factores de emisión para las regiones de clima templado, seco y muy seco se generaron a partir de experimentos en bovinos de las razas Holstein y Charoláis realizados en el Laboratorio de Ganadería, Medio Ambiente y Energías Renovables de la FMVZ-UAEMex (Castelán-Ortega *et al.,* 2015; Hernández-Pineda *et al.*, 2018; Castelán-Ortega *et al.*, 2018; Castelán-Ortega *et al.*, 2020). Mientras que los factores de emisión para las regiones de clima cálido húmedo y cálido sub-húmedo se determinaron a través de experimentos *exprofeso* con ganado cebú en el Laboratorio de Cambio Climático y Ganadería de la FMVZ-UADY (Canul *et al.*, 2017; Ku-Vera *et al.*, 2018; Arceo-Castillo *et al.*, 2019).

Figura 4. Equipo de medición de emisiones de metano y cámaras de respiración de circuito abierto de la FMVZ-UAEMex.

Finalmente, con los datos obtenidos: factor *Ym*, digestibilidad y variables sobre las características productivas del animal, se calculó el inventario de emisiones de metano por región geo-climática, función productiva y categoría del ganado, acorde al modelo del Tier 2 (IPCC, 2006), utilizando como base el censo del Padrón Ganadero Nacional al año 2016. También, se determinó la magnitud de la incertidumbre asociada al modelo (Valenzuela *et al,* 2017), y la propagación por el método de simulación matemática Monte Carlo. En este inventario la incertidumbre obtenida fue similar a la reportada por otros países (Karimi-Zindashty *et al*, 2012; Milne *et al*, 2014; Hristov *et al*, 2017). Para una descripción detallada del proceso de elaboración del inventario se sugiere consultar el documento publicado en Castelán-Ortega *et al*. (2019). El inventario nacional de emisiones de metano por fermentación entérica de bovinos para el año 2018 obtenido se presenta en el Cuadro 1 (Castelán-Ortega *et al*. 2019).

Cuadro 1. Inventario de emisiones de metano por fermentación entérica de bovinos en México para el año 2018 y su incertidumbre.

	Función Distribución Probabilidad	Gama	Parámetros Delta	Lambda	Xi	Media	Desv. Est.	Intervalo de Confianza (95%)	Incertidumbre (%)
CH_4 total (Gg año^{-1})	Johnson SU	1037	1007.35	-6.06	6.97	2039.21	205.50	1666.36-2471.61	-18.28 a +21.20

El inventario nacional expuesto anteriormente, es el reflejo del esfuerzo de investigación, metodologías planeadas y experimentos de calidad, así como el uso de métodos estadísticos robustos y confiables para el análisis correcto de información; tratándose del primer estudio en su tipo. Este tipo de investigaciones son necesarias para la obtención de resultados más precisos acorde al contexto ganadero regional y nacional del país. Entre más información se obtenga del sector ganadero, respecto a las variantes involucradas en la producción de GEI se pueden reemplazar las aproximaciones cualitativas

por cuantitativas y refinar los valores de los diferentes parámetros implicados en el modelo, aumentando la precisión y reduciendo la incertidumbre de los inventarios. Siguiendo esta corriente, es necesaria la actualización del inventario nacional, para sentar las condiciones a las que se enfrenta el país en este campo, con la finalidad de desarrollar y mejorar políticas gubernamentales enfocadas a la mitigación de GEI. Por otro lado, Marques *et al*. 2020; plasman la necesidad de la implementación de modelos mecanísticos, los cuales disminuyen la ncesidad de mantener animales en experimentación intensiva, y en condiciones ambientales específicas. Estos modelos estiman las emisiones de GEI basándose en procesos metabólicos.

Hacia un camino para el desarrollo de estrategias de mitigación de las emisiones de metano por fermentación entérica de bovinos en México

En México no existe una política pública para mitigar las emisiones entéricas de metano provenientes de la ganadería bovina. El principal programa de impulso ganadero actual: "Crédito Ganadero a la Palabra", no contempla una sola medida de adaptación o de mitigación ante los impactos del cambio climático en el sub-sector ganadero nacional (Presidencia de la República; Plan Nacional de Desarrollo 2019-2024) (Castelán-Ortega *et al,* 2014). En este sentido, se necesita el apoyo y financiamiento de las autoridades del sector agropecuario hacia la investigación, así como la comprensión de los ganaderos, para la actualización y mejoramiento de los inventarios nacionales, el desarrollo de estrategias de mitigación de metano de forma sustentable y para la producción de proteína de origen animal de alto valor biológico, de buena calidad y con el menor impacto posible sobre el medio ambiente.

La FAO (2018), propone tres formas para reducir sustancialmente las emisiones de GEI de la producción ganadera: 1) realizando mejoras de la productividad para reducir las intensidades de emisiones; 2) la captura de carbono a través de un manejo mejorado de los pastos; y 3) una mejor integración ganadera en la bio-economía circular; como el uso de subproductos de la agroindustria en la alimentación animal, el aumento de la productividad de los cultivos a través del estiércol y la tracción animal, así como el uso de biodigestores para el tratamiento de excretas.

En México, en los últimos años se han dado importantes avances en la búsqueda de estrategias de mitigación de GEI en diversos sistemas ganaderos de diferentes zonas agroecológicas. Por ejemplo, ha tomado relevancia la utilización de recursos arbóreos locales para reducir la emisión de metano en diversas especies de rumiantes. Por ejemplo, la inclusión en la dieta animal del follaje de diversos árboles y arbustos con alto contenido de taninos como *Cosmos bipinnatus*, han mostrado su potencial para reducir las emisiones de CH_4 entérico. Hernández-Pineda *et al*. (2018) encontraron que con la adición de 0.5 kg de materia seca (MS) al día de *C. bipinnatus* se redujeron hasta en un 16% las emisiones de metano en vacas lecheras sin afectar el consumo de alimento ni la productividad animal; de igual forma, Apodaca-Martínez y Estrada-Montero (2018) en un estudio realizado con tres niveles de inclusión de *C. bipinnatus* (0, 5 y 10%) en una dieta 50:50 forraje: concentrado, obtuvieron la mejor respuesta con el 5% de inclusión de la planta con respecto a la dieta control, disminuyendo en un 24% el rendimiento de CH_4 en L kg^{-1} de materia seca ingerida (MSI) en becerros Holstein. Asimismo, Vázquez-Carrillo *et al.* (2020) encontraron que la inclusión de 365 g MS $día^{-1}$ de *C. bipinnatus* y 100 g MS $día^{-1}$ de *Cymbopogon citratus* en dietas con proporción de 20:80 forraje: concentrado redujeron el rendimiento de CH_4 en g kg^{-1} MSI en bovinos F1 productores de carne en un 27.6 y 32.5% respectivamente. Por otro lado, Benaouda (2018) evaluó el efecto de cuatro niveles crecientes de fibra dietética (FDN) en vacas lecheras, encontrando que con el aumento de FDN el rendimiento de metano disminuyó gradualmente (32.1, 28.1, 23.1 y 21.2 CH_4 L kg^{-1} MSI, respectivamente), en dicho estudio concluye que a mayor concentración de FDN en la dieta de vacas lecheras, es menor la digestibilidad de la MS y de la fibra, lo cual resulta en menor sustrato digestible en el rumen, conllevando a una reducción en la emisión de metano. En condiciones tropicales en el sureste de México, Piñeiro-Vázquez *et al*. (2017), en un estudio con niveles crecientes de *Leucaena*

leucocephala (0, 20, 40, 60 y 80%) en una dieta a base de *Pennisetum purpureum*, encontraron que tanto la producción diaria de metano como el rendimiento en g kg^{-1} MSI disminuyó desde un 29.5 hasta 63% en este última variable con respecto a su dieta control; esta leguminosa tropical originaria de México ha mostrado ser eficaz en la reducción de las emisiones de metano por los rumiantes en regiones tropicales (Ku-Vera *et al.*, 2018).

El diseño de acciones para la mitigación de GEI y la adaptación de la ganadería al cambio climático debe contemplar varios aspectos, a fin de favorecer el desarrollo de sistemas de producción sostenibles. Los resultados anteriores evidencian el potencial de la inclusión de plantas taníferas, así como el uso de los sistemas silvopastoriles (Palmer, 2014) para contribuir hacia el desarrollo de una ganadería más amigable con el medio ambiente.

La implementación de este tipo de estrategias para mitigar las emisiones de metano por el ganado bovino, tienen que ser gestionadas de forma integral, visualizando su escalamiento a nivel regional y nacional. En las regiones tropicales, con sistemas extensivos, se pueden aprovechar gran cantidad de plantas forrajeras; para lograr una mejor calidad y digestibilidad de la dieta, lo cual se reflejaría en la productividad animal y en una mayor reducción de emisiones de metano por fermentación entérica. Para ello parte de la superficie ocupada para el pastoreo se puede dedicar a la implementación de bancos de leguminosas nativas, haciendo énfasis en sistemas agroforestales y/ agroecológicos (FAO, 2019).

La inclusión de follajee de plantas taníferas en la dieta, puede ser utilizado en un amplio abanico de sistemas ganaderos del del país, de tal forma que se puede asegurar el consumo de la planta por los animales y tener beneficios productivos y ambientales. Para esto, es necesario contemplar diversos factores, que permitan asegurar la distribución y manejo de la planta en las unidades de producción pecuaria (UPP) y así, obtener una respuesta animal favorable.

Inicialmente, se deberá de contar con superficies con las condiciones adecuadas de temperatura, humedad, riego, entre otros factores, que permitan el crecimiento y desarrollo de las plantas, con la finalidad de asegurar el abastecimiento a las UPP. Asimismo, el corte de la planta debe ser en una etapa fenológica adecuada y el manejo posterior a su cosecha debe de ser cuidado; dentro de los factores y recomendaciones a considerar, acorde a los estudios previamente expuestos, el que destaca es el secado bajo sombra de la planta con las condiciones apropiadas de temperatura, humedad y ventilación; todo lo anterior para asegurar un porcentaje de MS adecuado y concentración de metabolitos secundarios que se mantengan viables para el animal. Posterior, es necesario realizar el molido de la planta, para permitir un mezclado adecuado con su dieta, asegurando su consumo diario. También es importante establecer la cantidad mínima necesaria de inclusión en la dieta animal y el periodo de consumo, esto para obtener resultados favorables en los bovinos, traducidos en una reducción en la emisión de metano por fermentación entérica y en la obtención de productos de alta calidad (carne y leche). Es de esta forma, como las posibilidades de implementación de estas estrategias dependerán del financiamiento y disponibilidad de recursos, como las tierras para la siembra de las plantas en cuestión; también de la capacitación técnica de los productores y disponibilidad de maquinaria para preparar las plantas con las características adecuadas, contemplando el secado, el molido y la mezcla de las hierbas con la dieta.

El cambio climático influye sobre la ocurrencia cada vez más frecuente de fenómenos climáticos extremos en México afectando a familias rurales, principalmente. La estela de destrucción e inundaciones dejada por la tormenta tropical “Cristóbal” tras su paso en junio de 2020 por el sur de México, es un signo tangible del impacto del cambio climático sobre la ganadería en México (Figura 5). Potreros inundados, ganado en el agua, forrajes perdidos, son muestra evidente de que la alteración de los ciclos de la naturaleza por la actividad antropogénica, tiene consecuencias graves sobre el bienestar económico de miles de personas en el sector rural. Por tales razones es preciso que el país cuente con inventarios precisos de emisiones de gases de efecto invernadero y estrategias eficientes de mitigación y adaptación al CC. El Plan Nacional de Desarrollo 2018-2024 no contiene un instrumento de política pública para tal efecto, por lo que es necesario diseñarla y ponerla en operación.

Figura 5. Potreros inundados y vacas en el agua en Tizimín, Yucatán (impacto de la tormenta tropical Cristóbal en junio de 2020 en el sur de México).

Para obtener una mejor respuesta de los ganaderos hacia las estrategias de mitigación, es recomendable se combinen con acciones de adaptación, dada la experiencia previa del productor. Folke *et al*. (2006) subrayan la importancia del aprendizaje social e institucional, los cuales surgen como respuesta a crisis anteriores. Momento clave para crear oportunidades dirigidas a la autoorganización, incluido el fortalecimiento de las instituciones locales y la construcción de vínculos entre escalas y redes de resolución de problemas (Berkes, 2007). El IPCC (2007), mencionan que la capacidad de adaptación es dinámica, y se ve influenciada por la sociedad y la experiencia previa, así como por el capital humano y las instituciones, la gobernanza, los ingresos nacionales, la salud y la tecnología; influyen también en ella una multiplicidad de factores de estrés climáticos y no climáticos, así como las políticas de desarrollo. Desde este enfoque, los cambios no se pueden realizar de forma aislada de factores físicos y sociales, ya que se encuentran interrelacionados. Los sistemas sociales dependen en gran medida de las variables biofísicas, y estas a su vez de las actividades humanas. Estos sistemas (ambientales y sociales) han evolucionado en conjunto, por lo cual se necesita un análisis profundo de su interacción, para mejorar la capacidad de pronosticar y responder al cambio (Folke *et al*. 2006). Por lo anterior, es importante reforzar la innovación después de sucesos clave para estimular el aprendizaje de cómo afrontarlo, fortaleciendo la capacidad de respuesta ante el cambio.

En México, se han realizado estudios acerca de la adopción de nuevas tecnologías, la respuesta de los ganaderos y como influye la experiencia obtenida para integrar estas a sus UPPs, como ejemplo, Zepeda-Cancino *et al*. (2016) realizaron un estudio sobre la adopción de sistemas silvopastoriles intensivos (SSPi) en Chiapas, y encontraron que factores sociodemográficos, socioculturales, personales y de apoyos gubernamentales y académicos, influyen en la alta o baja adopción de nuevas tecnologías. Dentro de estos destacaron la edad (adultos mayores), grado de escolaridad (primaria), nivel de ingresos económicos (bajo), alto intermediarismo en la venta de los animales, la baja frecuencia con la que reciben apoyos gubernamentales y el conocimiento limitado, como factores que obstaculizan la adopción de SSPi. Lo anterior concuerda con lo mencionado por el IPCC (2007), las limitaciones de orden financiero, tecnológico, cognitivo, comportamental, político, social, institucional y cultural limitan tanto la aplicabilidad como la efectividad de las medidas de adaptación. Por otro lado, Zepeda-Cancino *et al*. (2016) enfatizan la importancia del conocimiento previo de los ganaderos, como que la ganadería con base únicamente a pastos afecta la biodiversidad y en que los árboles no afectan el crecimiento de los pastos, ya que los productores se mostraron consientes ante los daños ocasionados al medio ambiente por prácticas ganaderas efectuadas con anterioridad. Por otro lado, destacan, la capacitación a los productores como herramienta de cambio, ya que se relacionó positivamente con la adopción de nuevas tecnologías.

Lo anterior demuestra que la educación e información es pieza clave para la adopción y el establecimiento de estrategias de mitigación. Resalta la importancia de la implementación de asesorías, talleres y cursos, para informar y capacitar al ganadero/productor, acerca de lo que es calentamiento global, el papel de la ganadería y el impacto que genera en el sistema socioambiental, las consecuencias a corto, mediano y largo plazo, para resaltar la importancia de su estudio, investigación y el establecimiento de acciones de adaptación y estrategias de mitigación. Fomentar el aprendizaje y la colaboración entre las comunidades y las instituciones gubernamentales y académicas, para examinar los patrones de respuesta a las amenazas, es posible saber qué opciones de políticas son prometedoras (Folke,

2006). Un conocimiento limitado, frena el proceso de adopción y el desarrollo de nuevas tecnologías, una de las principales barreras para la adopción de las mismas (Zepeda-Cancino *et al*. 2016).

Asimismo, el otorgar presupuestos suficientes y estables, no temporales; incentivos económicos (pagos por servicios ambientales) y de asistencia técnica para potencializar la adopción de nuevas tecnologías, política pública permanente dirigida a resolver los problemas de la cadena productiva, incrementaría la adopción y desarrollo de estrategias de mitigación.

Conclusiones

Lo anteriormente expuesto demuestra que existen soluciones que se pueden llegar a adaptar al contexto regional, de tal forma que pueda ser aplicado fácilmente en las UPP. Sin embargo, se requieren de implementar a nivel nacional, principalmente a las grandes explotaciones pecuarias, este punto hace visible la necesidad de trabajo interdisciplinario, para contemplar los diferentes escenarios que se puedan presentar en el desarrollo y la implementación de las acciones de adaptación y estrategias de mitigación de GEI en el país.

Para que las acciones de adaptación y mitigación se lleven a cabo es necesario, en principio, que las políticas nacionales respalden su necesidad. Por ello se considera importante el financiamiento enfocado en investigaciones que conlleven a la generación de información respecto a composición y manejo de las plantas, así como pruebas de comportamiento productivo con bovinos. Asimismo, talleres y cursos dirigidos a los ganaderos, con la finalidad de concientizarlos en este contexto, es sustancial y la implementación conjunta de programas con financiamiento que permitan el desarrollo de estas estrategias, de tal forma que se facilite la adopción e implementación de estas medidas. Se concluye que se necesita del genuino interés y compromiso del liderazgo pecuario federal de México, para que los inventarios y estudios de metano entérico bovino de precisión obtenidos a la fecha en los laboratorios de investigación de las universidades públicas, se traduzcan por medio de políticas públicas, en acciones concretas de mitigación en las diversas unidades ganaderas de México.

Literatura citada

Arceo-Castillo, J., M. Montoya-Flores, L.T. Molina., A. Piñeiro-Vázquez., C. Aguilar-Pérez., A.J. Ayala-Burgos., F.J. Sánchez., O.A. Castelán-Ortega., P. Quintana-Owen and J. Ku-Vera. 2019. Effect of the volume of methane released into respiration chambers on full system methane recovery. Animal Feed Science and Technology 249:54-61.

Benaouda, M., M. González, L.T. Molina y O.A. Castelán. 2017. Estado de la investigación sobre emisiones de metano entérico y estrategias de mitigación en América Latina. Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas 8:965-974.

Benaouda, M. 2018. Efecto de la calidad de la dieta y el nivel de la fibra en la cinética de digestión y la producción de metano en bovino lechero. Tesis de Doctorado. Universidad Autónoma del Estado de México. México.

Burke, S. and W. High. 2001. Missing Values, Outliers, Robust Statistics and Non-Parametric Methods. LC-GC Europe Online Supplement, Statistics and Data Analysis 2:19–24.

Canul S. C. J., A. T. Piñeiro V., J. I. Arceo C., J. A. Alayón G., A. J. Ayala B., C. F. Aguilar P., F. J. Solorio S., O. A. Castelán O., M. Lachica L., P. Quintana O. and J. C. Ku V. 2017. Design and construction of low-cost respiration chambers for ruminal methane measurements in ruminants. Revista Mexicana Ciencias Pecuarias 8:185-191.

Castelán-Ortega O. A., J. C. Ku-Vera, L. T. Molina, P. E. Pedraza-Beltrán, J. Canúl-Solis, A. Piñeiro-Vázquez, G. Hernández-Pineda and M. Benaouda. 2015. First in vivo Measurements of Methane Emissions from Ruminant Livestock Enteric Fermentation in Mexico Using Respiration Chambers. Proceedings of the American Geophysical Union, San Francisco California. https://agu.confex.com/agu/fm15/webprogram/Paper80839.html

Castelán-Ortega O. A., J. C. Ku-Vera y J. Estrada-Flores. 2014. Modeling methane emissions and methane inventories for cattle production systems in Mexico. Atmósfera 27:185-191.

Castelán-Ortega O. A., J. C. Ku-Vera, S. V. Castelán-Jaime, G. S. Hernández-Pineda, M. Benaouda, J. C. Ángeles-Hernández, A. R. Praga-Ayala and H. Montelongo-Pérez. 2018. Inventory of enteric methane emissions by cattle in the dry-land regions of México using the IPCC 2006 Tier 2 main method. Herbivore nutrition supporting sustainable intensification and agro-ecological approaches. Proceedings of the 10th International Symposium on the Nutrition of Herbivores ISNH 2018. Advances in Animal Biosciences 9:739.

Castelán-Ortega O. A., J. C. Ku-Vera, J.C. Ángeles-Hernández., M. Benaouda., G. S. Hernández-Pineda., T. L. Molina., L. Ramírez-Cancino., S.V. Castelán-Jaime., A.R. Praga-Ayala., F. Lazos-Balbuena., H. Montelongo-Pérez., M. González-Ronquillo., M. F. Vázquez-Carrillo., E. Cardoso-Gutiérrez., E. Aranda-Aguirre., D. Villegas-Estrada., A. P. Guadarrama-López. y G. Apodaca-

Martínez. 2019. Ganadería. Capítulo 22. *En*: F. Paz-Pellat, J. M. Hernández-Ayón, R. Sosa-Ávalos y A. S. Velázquez-Rodríguez (Eds.). 2019. Estado del Ciclo del Carbono en México: Agenda Azul y Verde. Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, Estado de México, México. ISBN: 978-607-96490-7-4. pp 492-528

Castelán-Ortega O.A., P.E. Pedraza-Beltrán., G.S. Hernández-Pineda., M. Benaouda., M. González-Ronquillo,. L.T. Molina, H. Montelongo-Pérez and M.F. Vázquez-Carrillo. 2020. Construction and operation of a respiration chamber of the head-box type for methane measurement from cattle. animals (Basel)10(2): 227.

Cersosimo L.M. and A.G. Wrigh. 2015. Estimation Methodologies for enteric methane emission in ruminants. *In*: Sejian V., J. Gaughan., L. Baumgard., C. Prasad (Editores). 2015. Climate Change Impact of Livestock: Adaptation an Mitigation. V). Springer, India. ISBN: 978-81-322-2264-4. pp. 209-220.

Eckard R. J., C. Grainger and C. A. M. de Klein. 2010. Options for the abatement of methane and nitrous oxide from ruminant production: A review. Livestock Science 130:47-56.

FAO. 2006. Las repercusiones del ganado en el medio ambiente. El desafío estriba en reconciliar dos demandas: la de productos animales y la de servicios ambientales. Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura, México. http://www.fao.org/ag/esp/revista/0612sp1.htm (Consulta: febrero 03, 2020).

FAO. 2018. Soluciones ganaderas para combatir el cambio climático. Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura, México. http://www.fao.org/3/I8098ES/i8098es.pdf (Consulta: mayo 11, 2020)

Hernández-Pineda G. S., P. E. Pedraza-Beltrán., M. Benaouda., G. J. M. Palma, N. F. Avilés , L. T. Molina and O. A. Castelán-Ortega. 2018. *Pithecellobium dulce, Tagetes erecta and Cosmos bipinnatus* on reducing enteric methane emission by dairy cows. Ciencia Rural doi:10.1590/0103-8478cr20170484.

Hristov, A. N., M. Harper., R. Meinen., R. Day., J. Lopes., T. Ott., A. Venkatesh and C. A. Randles. 2017. Discrepancies and uncertainties in bottom-up gridded inventories of livestock methane emissions for the contiguous United States. Environ. Sci. Technol. 51:13668–13677.

Hristov A. N., E. Kebreab., M. Niu., J. Oh., A. Bannink., A. R. Bayat., T. M. Boland., A. F. Brito., D. P. Casper., L. A. Crompton., J. Dijkstra., M. Eugène., P. C. Garnsworthy., N. Haque., A. L. F. Hellwing., P. Huhtanen., M. Kreuzer., B. Kuhla., P. Lund., J. Madsen., C. Martin., P. J. Moate., S. Muetzel., C. Muñoz., N. Peiren., J. M. Powell., C. K. Reynolds., A. Schwarm., K. J. Shingfield., T. M. Storlien., M. R. Weisbjerg., D. R. Yáñez-Ruiz and Z. Yu. 2018. Symposium review: Uncertainties in enteric methane inventories, measurement techniques, and prediction models. Journal of Dairy Science 101:6655-6674.

IPCC. 2006. Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories, Prepared by the National Greenhouse Gas Inventories Programme Intergovernmental Panel on Climate Change, Japan. https://www.ipcc-nggip.iges.or.jp/public/2006gl/spanish/index.html (Consulta febrero 03, 2020)

Johnson, K. A. and D. E. Johnson. 1995. Methane emission from cattle. Journal of Animal Science 13:2483-2492.

Karimi-Zindashty, Y., J.D. Macdonald, R. Desjardins and D.E. Worth. 2012. Sources of uncertainty in the IPCC Tier 2 Canadian livestock model. The Journal of Agricultural Science 150:1-14.

Ku-Vera J. C., S. S. Valencia-Salazar, A. T. Piñeiro-Vázquez, I. C. Molina-Botero, J. Arroyave-Jaramillo, M. D. Montoya-Flores., F. J. Lazos-Balbuena., J. R. Canul-Solis., J. I. Arceo-Castillo., L. Ramírez-Cancino., C. S. Escobar-Restrepo., J. A. Alayón-Gamboa., G. Jiménez-Ferrer., L.M. Zavala-Escalante., O.A. Castelán-Ortega., P. Quintana-Owen., A. J. Ayala-Burgos., C. F. Aguilar-Pérez and F. J. Solorio-Sánchez. 2018. Determination of methane yield in cattle fed tropical grasses as measured in open-circuit respiration chambers. Agricultural and Forest Meteorology 258:3-7.

Ku-Vera J.C., A. Piñeiro Vázquez., S. S. Valencia Salazar., F. J. Solorio Sánchez., C. F. Aguilar Pérez, A. J. Ayala Burgos y L. Ramírez Avilés. 2018. Mitigación de las emisiones de metano entérico en rumiantes alimentados con leguminosas tropicales. *En*: C.J.A. Herrera, A. J. Chay-Canul., F. Casanova-Lugo., A. Piñeiro-Vázquez., L. Márquez-Benavides., E. Santillán-Ferreyra., J. Arce-Menocal (Editores). 2018. Avances de la investigación sobre producción animal y seguridad alimentaria en México. Morelia, Michoacán, México. ISBN: 978-607-542-022-6. pp. 303-312.

Milne, A. E., M.J. Glendining., P. Bellamy., T. Misselbrook., S. L. Gilhespy., M. Rivas-Casado., A. Hulin., M. Van Oijen and A. P. Whitmore. Analysis of uncertainties in the estimates of nitrous oxide and methane emissions in the UK's greenhouse gas inventory for agriculture. Atmospheric Environment 82:94–105.

Moss, A. R. and D. I. Givens. 2002. The effect of supplementing grass silage with soya bean meal on digestibility, in sacco degradability, rumen fermentation and methane production in sheep. Animal Feed Science and Technology 97:127-143

Piñeiro-Vázquez, A.T., J.R. Canul-Solís., J.A. Alayon-Gamboa., A. J. Chay-Canul., A. J. Ayala-Burgos., F. J. Solorio-Sanchez., C. F. Aguilar-Perez and J. Ku-Vera. 2017. Energy utilization, nitrogen balance and microbial protein supply in cattle fed *Pennisetum purpureum* and condensed tannins. Journal of Animal Physiology and Animal Nutrition 101:159-169.

Sejian, V., V. P. Maurya and S. M. K Naqvi. 2011. Effect of thermal, nutritional and combined (thermal and nutritional) stresses on growth and reproductive performance of Malpura ewes under semi-arid tropical environment. Journal of Animal Physiology and Animal Nutrition 95:252-258.

SIAP. 2019. Población ganadera. Servicio de Información Agroalimentaria y Pesquera (SIAP). México.
https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/516353/Inventario_2018_Bovinos.pdf (Consultado: Mayo 18, 2020)

Steinfeld, H., P. Gerber., T. Wassenaar., V. Castel., M. Rosales and C. de-Haan. 2006. Livestock's long
shadow. FAO. Rome. 416 p.

Tukey, J. W. 1977. Exploratory Data Analysis. Addison-Wesley. Reading, Massachusetts. 717 p.

Valenzuela, M. M., M. Espinosa., E. Virgüez and E. Behrentz. 2017. Uncertainty of Greenhouse Gas Emission Models: A case in Colombia´s Transport Sector. Transportation Research Procedia 25:4606-4622.

Vázquez-Carrillo, M.F., H.D. Montelongo-Pérez., M. González-Ronquillo., E. Castillo-Gallegos., O.A. Castelán-Ortega. 2020. Effects of Three Herbs on Methane Emissions from Beef Cattle. Animals 10: 1671.

WRI. 2017. M.J. Friedrich and A. Pickens. This Interactive Chart Explains World's Top 10 Emitters, and How They've Changed. Word Resources Institute (WRI). https://www.wri.org/blog/2017/04/interactive-chart-explains-worlds-top-10-emitters-and-how-theyve-changed (Consultado: Mayo 11, 2020)

1.6. Efecto de tres plantas sobre las emisiones de metano por fermentación entérica en ganado bovino

Vázquez-Carrillo María F.[1]; Montelongo-Pérez Hugo D.[2]; González-Ronquillo Manuel[2]; Castillo-Gallegos Epigmenio[1] y Castelán-Ortega Octavio A.[2]

[1]Facultad de Medicina Veterinaria y Zootecnia, Universidad Nacional Autónoma de México. Av. Universidad 3000, Ciudad Universitaria, Coyoacán, CP 04510, Ciudad de México.
[2]Facultad de Medicina Veterinaria y Zootecnia, Universidad Autónoma del estado de México. Instituto Literario 100, Colonia Centro, Toluca, CP 50000, Estado de México.
Autor para correspondencia: mafervc@comunidad.unam.mx

Resumen

Los objetivos del estudio fueron evaluar *in vivo*: 1) el efecto antimetanogénico de *Cymbopogon citratus* (CC), *Matricaria chamomilla* (MC) y *Cosmos bipinnatus* (CB) en ganado bovino alimentado con una dieta de finalización (forraje 19.4: concentrado 80.6) y 2) el efecto de niveles crecientes de inclusión de CC, 0%, 2%, 3% y 4%, en el consumo diario de materia seca (CMS) en ganado bovino alimentado con una dieta baja en concentrado (forraje 49.3:concentrado 50.7); sobre el CMS, digestibilidad, emisión y rendimiento de metano (CH_4). Para lo anterior, se realizaron dos experimentos: 1) se utilizaron 8 novillos Charolais × Pardo Suizo distribuidos en un diseño de cuadrado latino (CL) 4 × 4 repetido dos veces, los tratamientos experimentales fueron: a) dieta control (CO), b) CO + 365 g de materia seca (MS) d^{-1} CB, c) CO + 365 g MS d^{-1} MC y d) CO + 100 g MS d^{-1} CC. Y 2) se utilizaron 4 novillos Charolais × Pardo Suizo distribuidos en un diseño de CL 4 × 4. Se concluyó que 100 g MS d^{-1} de CC y 365 g MS d^{-1} CB redujeron el rendimiento de CH_4 (g CH_4 kg MS^{-1}) ($P \leq 0.05$) y en el experimento 2, la suplementación de CC a niveles superiores del 2% inclusión en la dieta, puede reducir la producción diaria de CH_4 pero a expensas de reducir la digestibilidad de la MS y las fracciones de fibra de la dieta.

Palabras clave: *metano; mitigación; Cosmos bipinnatus; Cymbopogon citratus; Matricaria chamomilla.*

Abstract

The aims of the study were to evaluate in vivo: 1) the antimethanogenic effect of *Cymbopogon citratus* (CC), *Matricaria chamomilla* (MC) and *Cosmos bipinnatus* (CB) in beef cattle fed a finishing diet (forage 19.4: concentrate 80.6) and 2) the effect of increasing levels of CC inclusion, 0%, 2%, 3% and 4%, in the daily intake of dry matter (DMI) in beef cattle fed a diet low in concentrate (forage 49.3: concentrate 50.7); on DMI, digestibility, emission and yield of methane (CH_4). For the above, two experiments were carried out: 1)8 Charolais × Brown Swiss steers were used distributed in a latin square design (LS) 4 × 4 repeated twice, the experimental treatments were: a) control diet (CO), b) CO + 365 g of dry matter DM d^{-1} CB, c) CO + 365 g DM d^{-1} MC and d) CO + 100 g DM d^{-1} CC. And 2) 4 Charolais × Brown Swiss steers were used distributed in a 4 × 4 LS design. It was concluded that 100 g DM d^{-1} of CC and 365 g DM d^{-1} CB reduced the yield of CH_4 (g CH_4 kg DM^{-1}) ($P \leq 0.05$). It is also concluded that supplementation of CC at levels above 190 g DM d^{-1} can reduce daily CH_4 production but at the expense of reducing the digestibility of DM, and fiber fractions of diets.

Key words: *methane; mitigation; Cosmos bipinnatus; Cymbopogon citratus; Matricaria chamomilla.*

Introducción

Los rumiantes domésticos juegan un papel importante en el calentamiento global, producen grandes cantidades de gases de efecto invernadero (GEI), como el metano (CH_4) (Eckard *et al*., 2010; FAO, 2006). El CH_4 es un gas 28 veces más potente que el CO_2, sin embargo, su vida útil de la atmósfera es corta, 9–15 años (Eckard *et al*., 2010), lo que hace posible que al establecer estrategias de mitigación el resultado se vea reflejado en poco tiempo, en comparación con el CO_2 el cual puede permanecer en la atmósfera hasta por 200 años. En la actualidad se han estado evaluando el uso de aditivos naturales como estrategia de mitigación de CH_4 por fermentación entérica, como la incorporación de plantas o su extracto, por su contenido de metabolitos secundarios, en la dieta animal.

Plantas como el ajo (Kim *et al*., 2012) y el orégano (Gallegos-Flores *et al*., 2019) demostraron una mejora en la utilización de nutrientes y disminución en la producción de CH_4 en rumiantes. De manera similar, *Cosmos bipinnatus* (CB) posee propiedades antimetanogénicas *in vitro* (Gomaa *et al*., 2017) e *in vivo* en ganado lechero (Hernández-Pineda *et al*., 2018), pero no se había estudiado en ganado de carne. *Matricaria chamomilla* (MC) se ha evaluado *in vitro* con fumitoria, malva y ajenjo, esta mezcla demostró una fuerte capacidad antioxidante ruminal y su potencial para reducir la producción de CH_4 (Petrič *et al*., 2020). *Cymbopogon citratus* (CC), *in vitro*, ha mostrado su potencial para reducir la producción de CH_4, mejorando la población ruminal y la digestibilidad de nutrientes (Wanapat *et al*., 2008 y 2013).

Por lo anterior, los objetivos del presente trabajo, fueron evaluar *in vivo* los efectos antimetanogénicos de CC, MC y CB en ganado de carne alimentados con una dieta de finalización (forraje 19.4: concentrado 80.6) y el efecto de niveles crecientes de inclusión de *C. citratus*, 0%, 2%, 3% y 4% del consumo de materia seca (CMS), sobre la producción total diaria de CH_4, en ganado bovino alimentado con una dieta mixta (forraje 50.7: concentrado 49.3).

Materiales y Métodos

Área de estudio

El estudio se llevó a cabo en el Laboratorio de Ganadería, Medio Ambiente y Energías Renovables (LGMAER) de la Facultad de Medicina Veterinaria y Zootecnia de la Universidad Autónoma del Estado de México (FMVZ-UAEMex), ubicado en El Cerrillo Piedras Blancas, Toluca, Estado de México a una latitud norte de 19 24’ 15’’, longitud oeste de 99, 41’ 06’’, y a una altura de 2632 m s. n. m.

Metodología

El Experimento 1, se llevó a cabo del 5 de enero al 29 de mayo de 2019. El Experimento 2, se realizó del 25 de septiembre de 2019 al 23 de enero de 2020. El uso de animales en el estudio se aprobó por el Subcomité Institucional para el Cuidado y uso de Animales Experimentales, protocolo DC2018/2-8 de la Universidad Nacional Autónoma de México. Previo al inicio de los experimentos los animales fueron desparasitados con L-Vermizol® y se encontraron clínicamente sanos.

Experimento 1

Se utilizaron 8 bovinos Charolais × Pardo Suizo de 350 ± 67 kg peso vivo (PV) inicial y una edad de 18 meses promedio. Los animales fueron distribuidos aleatoriamente en un diseño de cuadrado latino 4 × 4 repetido dos veces. La duración total fue de 142 días, los primeros 30 días fue un periodo de adaptación paulatino a la dieta y manejo y adaptación de los animales a las cámaras de respiración. Los 112 días restantes se dividieron en 4 periodos experimentales de 28 días cada uno. Del día 1-21 fue el

periodo de adaptación al tratamiento experimental y los 7 días restantes constituyeron el periodo de muestreo. Durante este último periodo del día 1 al 4, se midió el CMS, y el día 5 al 7 se llevaron por parejas a las cámaras de respiración (un animal por cámara), donde se midió la emisión de CH_4 por 48 h, CMS y digestibilidad de la MS (DigMS).

Se evaluaron 4 tratamientos: a) dieta control (CO), b) CO + 365 g de materia seca (MS) d^{-1} CB, c) CO + 365 g MS d^{-1} MC y d) CO + 100 g MS d^{-1} CC. La dieta CO consistió en una TMR (base materia seca, MS) formulada acorde a los requerimientos de energía y proteína metabolizables según lo establecido por el AFRC (1993): 9.7% heno de alfalfa, 9.7% heno de avena, 5.7% soya, 68% maíz, 4.9% melaza y 1.9% grasa protegida (Palmalife®, 100% palma africana). CB se cosechó en de agosto a septiembre de 2018. MC y CC, se compraron en la central de abastos de Toluca. Las plantas se secaron bajo sombra, durante 8 semanas, se colocaron sobre rejillas metálicas dispuestas sobre el suelo, a una temperatura y humedad relativa promedio de 22˚C y 25% respectivamente. Una vez secas, se molieron con un molino de martillos con malla de 0.58 cm (modelo Bison MMRB-20, Aguascalientes, México). CC se compró en diferentes lotes, para el Exp.1 en octubre 2018 y para el Exp.2 en julio 2019.

La dieta ofrecida se pesó y administró una vez al día (10 h), una muestra del 5% fue tomada directamente del comedero, se realizó una alícuota por tratamiento experimental. A las 24 h, se pesó la dieta rechazada por el animal. El cálculo del CMS, se realizó por diferencia del alimento ofrecido menos el rechazado, base MS. Se realizó la colecta total de heces (aproximadamente el 95%) directamente del piso y del contenedor ubicado en la parte posterior de la jaula metabólica dentro de la cámara de respiración, se recogieron con una pala y se colocaron dentro de una cubeta para pesar su contenido. Finalmente se tomó una muestra del 10% aproximadamente. Inmediatamente después de ser muestreadas las dietas y heces, se determinó el contenido de MS, utilizando una estufa de aire forzado a 60˚C por 72 y 120 h respectivamente, o hasta tener un peso constante (AOAC, 1995). Una vez secas las muestras, se almacenaron en bolsas de papel previamente identificadas para su posterior análisis. Los animales fueron pesados semanalmente, los días 1, 8, 15 y 22, así como al inicio y al final de cada periodo experimental, previo ayuno de 14 -16 h, con estos datos se calculó la ganancia diaria de peso (GDP) por animal por periodo experimental. La medición de CH_4 se realizó en dos cámaras de respiración de circuito abierto, y fueron operadas y calibradas como lo describe Canul-Solis *et al*. (2017).

Las muestras se procesaron en un molino con criba de 1 mm. Se determinó el contenido de materia seca (MS) cenizas (CEN), proteína cruda (PC = [N] × 6.25%) por el método de Kjeldahl (AOAC, 1995), energía bruta con una bomba calorimétrica Parr (Parr Instrument Company, Moline, IL, USA) y los contenidos de fibra en detergente neutro (FDN) y fibra en detergente ácido (FDA) (Van Soest *et al*., 1991) utilizando un analizador de fibras ANKOM 200®. La concentración total de fenoles de las plantas se determinó acorde al procedimiento de Folin-Ciocalteu, el contenido de taninos por el método de polivinilpolipirrolidona (Makkar *et al*., 1993) y el contenido de taninos condensados por el método de vainillina (Price *et al*., 1978) (Cuadro 1).

Cuadro 1. Composición química de las dietas control utilizadas en los Experimentos 1 y 2, y contenido de fenoles y taninos totales de las plantas utilizadas en los Experimentos 1 y 2 para reducir las emisiones de metano por fermentación entérica en ganado de carne.

	Dieta Control Experimento 1	Dieta control Experimento 2
MS (g kg^{-1})	926.5 ± 7.8	963.4 ± 3.5
MO (g kg MS^{-1})	958.8 ± 7.6	938.4 ± 6.1
PC (g kg MS^{-1})	149.4 ± 4.9	117.2 ± 7.2
EE (g kg MS^{-1})	26.5 ± 2.0	15.7 ± 2.3
FC (g kg MS^{-1})	55.4 ± 5.3	149.0 ± 17.2
ELN (g kg MS^{-1})	731.9 ± 17.2	656.7 ± 17.6
EB (MJ kg MS^{-1})	18.0 ± 0.3	15.6 ± 0.4
FDN (g kg MS^{-1})	294.2 ± 128.5	426.9 ± 29.2

	Dieta Control Experimento 1		Dieta control Experimento 2	
FDA (g kg MS^{-1})	76.2 ± 12.7		223.1 ± 24.7	
Plantas	*Matricaria chamomilla*	*Cosmos bipinnatus*	*Cymbopogon citratus*	
			Experimento 1	Experimento 2
FT (g kg MS^{-1})	5.9	9.6	9.5	7.0
TT (g kg MS^{-1})	3.9	3.6	3.3	9.9
TC (g kg MS^{-1})	0.2	2.3	60.7	44.0
EE (g kg MS^{-1})	-	-	1.9	1.9

MS = Materia seca, MO = Materia orgánica, PC = Proteína cruda, EE = Extracto etéreo, FC = fibra cruda, ELN = Extracto libre de nitrógeno, EB = Energía bruta, FDN = fibra detergente neutro, FDA = fibra detergente ácido, FT = Fenoles totales, TT = Taninos totales, TC = Taninos condensados.

Experimento 2

Se utilizaron 4 bovinos del experimento anterior, con un PV inicial de 458 ± 59 kg y 26 meses de edad promedio, distribuidos en un diseño de cuadrado latino 4 × 4. Este experimento tuvo una duración de 119 días, los primeros 14 días fueron de adaptación a la dieta experimental. Los 105 días restantes se dividieron en 4 periodos experimentales de 26 días cada uno, del día 1 al 19 fue el periodo de adaptación al tratamiento experimental, del día 20 al 26 fue el periodo de muestreo, durante el cual se midió el CMS; DigMS y emisiones de CH_4. El muestreo y manejo de los animales, se realizó de la misma forma descrita en el Exp.1.

La dieta CO fue una TMR base materia seca, formulada acorde a los requerimientos de energía y proteína metabolizables establecidos por el AFRC (1993): 10% heno de alfalfa, 20.1% heno de avena, 20.6% rastrojo de maíz, 9.1% soya, 23.4% maíz molido, 3.3% melaza y 13.4% residuos de galleta. Los tratamientos experimentales fueron: 1) CO, 2) CO + 2% CC, 3) CO + 3% CC y 4) CO + 4% CC. La composición química de la dieta y contenido de fenoles y taninos del CC se muestran en el Cuadro 1.

Modelo y análisis estadístico

Las variables derivadas del animal y de los tratamientos, se analizaron mediante el siguiente modelo lineal y aditivo. Para el Exp.2 se utilizó el mismo modelo, pero sin el efecto del cuadrado:

$$Y_{ijklm}=\mu + A_i(l) + T_j + P_k + S_l + \varepsilon_{ijklm}$$

donde, Y_{ijklm} es la variable de respuesta del *i-ésimo* animal, anidado en el *l-ésimo* cuadrado, que recibió el *j-ésimo* tratamiento, durante el *k-ésimo* periodo, μ fue la media general común a todas las observaciones, A_i es el efecto aleatorio del animal, T_j fue el efecto fijo del tratamiento, P_k fue el efecto fijo del periodo, S_l fue el efecto fijo del cuadrado y ε_{ijk} fue el error experimental común a todas las observaciones (N, I; $\mu = 0$, $\sigma = 1$). El análisis estadístico se realizó con el Software R v.1.3.1073. En el Exp. 2 para las variables que resultaron estadísticamente diferentes ($P \leq 0.05$) se llevó a cabo un análisis de contrates polinomiales ortogonales, para determinar si existió efecto lineal, cuadrático o cúbico, utilizando el software JMP v.11.0.0.

Resultados y Discusión

Los resultados obtenidos del Exp. 1 y 2, se muestran en el Cuadro 2 y 3, respectivamente.

Cuadro 2. Efectos de la suplementación de *Matricaria chamomilla*, *Cosmos bipinnatus* y *Cymbopogon citratus* sobre el consumo de material seca, digestibilidad, peso vivo y producción de metano en ganado de carne con una dieta de finalización para el Experimento 1.

	Tratamientos experimentales				SEM	Valor *p*
	CO	MC	CB	CC		
CMS (kg d^{-1})	7.92	8.66	10.3	9.63	0.93	0.109
PV (kg)	390	373	395	392	21.8	0.196
CMS (% PV)	2.10	2.31	2.60	2.41	0.15	0.159
DigMS (%)	78.5	82.5	82.8	77.9	2.61	0.471
DigFDN (%)	80.6	83.0	79.7	83.2	2.09	0.455
DigFDA (%)	64.0	64.2	56.9	59.7	3.56	0.484
DigEB (%)	78.6	84.1	84.4	80.2	2.37	0.210
GDP (kg d^{-1})	1.43 ^{ab}	0.88 ^{b}	1.81 ^{a}	1.29 ^{ab}	0.21	0.029
CH_4 (g d^{-1})	128	124	118	107	13.30	0.700
CH_4 (g kg CMS^{-1})	16.3 ^{a}	14.3 ^{ab}	11.8 ^{b}	11.0 ^{b}	1.08	0.009
CH_4 (g kg GDP^{-1})	132 ^{a}	149 ^{a}	67.5 ^{b}	103 ^{ab}	20.5	0.028
Ym (%)	5.02 ^{a}	4.41 ^{ab}	3.62 ^{b}	3.38 ^{b}	0.33	0.009
EBi (MJ d^{-1})	142	155	184	173	16.7	0.112
EDi (MJ d^{-1})	113	131	157	143	16.7	0.136

CO = dieta control; MC = *Matricaria chamomilla* (365 g MS d^{-1}); CB = *Cosmos bipinnatus* (365 g MS d^{-1}); CC = *Cymbopogon citratus* (100 g MS d^{-1}); CMS = consumo de material seca; PV = peso vivo; CMS (%PV) = consumo de materia seca como porcentaje de peso vivo; DigMS = digestibilidad de la materia seca; GDP = ganancia diaria de peso; CH_4 = metano; CH_4 (g kg de MS^{-1}) = rendimiento de metano; DigEB = digestibilidad de la energía bruta consumida; DigFDN = digestibilidad de fibra detergente neutra; DigFDA = digestibilidad de fibra detergente ácida; CH_4 (g kg GDP^{-1}) = intensidad de la emisión de metano; *Ym* = factor de conversión de metano; EBi = energía bruta ingerida; EDi = energía digestible ingerida; SEM = Error estándar de la media. Valores en la misma fila con diferente superíndice son estadísticamente diferentes ($p \leq 0.05$).

Cuadro 3. Efectos de niveles crecientes de la suplementación de *Cymbopogon citratus* en el consume de material seca, digestibilidad, ganancia diaria de peso y producción de metano en ganado de carne con una dieta mixta para el Experimento 2.

	Tratamientos experimentales				SEM	Valor *p*-	Significancia estadística		
	CO	2% CC	3% CC	4% CC			L	Q	C
CMS (kg d^{-1})	16.0	14.0	13.7	14.3	1.41	0.666	NS	NS	NS
PV (kg)	508	507	513	511	3.41	0.647	NS	NS	NS
CMS (%PV)	3.16	2.81	2.69	2.79	0.24	0.602	NS	NS	NS
DigMS (%)	76.2	69.9	65.5	72.2	2.46	0.050	0.05	0.04	NS
DigFDN (%)	71.8	65.2	54.9	66.6	1.73	0.003	0.02	0.002	0.02
DigFDA (%)	71.1	63.8	56.0	64.7	1.86	0.007	0.02	0.01	NS
DigEB (%)	77.7	73.1	66.9	76.6	1.25	0.003	NS	0.001	0.02
ADWG (kg d^{-1})	1.16	1.01	1.10	1.20	0.92	0.561	NS	NS	NS
CH_4 (g d^{-1})	308	228	227	261	22.9	0.050	0.05	0.05	NS
CH_4 (g/kg CMS^{-1})	20.0	17.6	16.9	19.9	1.21	0.262	NS	NS	NS
CH_4 (g kg GDP^{-1})	291	230	236	252	29.5	0.511	NS	NS	NS
Ym (%)	7.03	5.94	5.83	6.60	0.38	0.197	NS	NS	NS
EBi (MJ d^{-1})	252	219	215	224	22.1	0.656	NS	NS	NS
EDi (MJ d^{-1})	197	161	144	172	17.5	0.285	NS	NS	NS

CO = dieta control; CC = nivel de inclusión de *Cymbopogon citratus* expresado en base MS; CMS = consumo de material seca; PV = peso vivo; CMS (%PV) = consumo de materia seca como porcentaje de peso vivo; DigMS = digestibilidad de la materia seca; GDP = ganancia diaria de peso; CH_4 = metano; CH_4 (g kg de MS^{-1}) = rendimiento de metano; DigEB = digestibilidad de la energía bruta consumida; DigFDN = digestibilidad de fibra detergente neutra; DigFDA = digestibilidad de fibra detergente ácida; CH_4 (g kg GDP^{-1}) = intensidad de la emisión de metano; *Ym* = factor de conversión de metano; EBi = energía bruta ingerida; EDi = energía digestible ingerida; SEM = Error estándar de la media. L, Q y C: efectos lineal, cuadrático y cúbico, respectivamente. Valores en la misma fila con diferente superíndice son estadísticamente diferentes ($p \leq 0.05$); NS = no significativo.

El menor rendimiento de CH_4 (g kg CMS^{-1}) observado en el Exp. 1 para CC y CB en comparación con el tratamiento de CO y las bajas emisiones diarias totales (g d^{-1}) observadas en el Exp. 2 sugieren

que estas plantas reducen las emisiones de CH_4 entérico en términos de rendimiento (g kg CMS^{-1}) y emisión diaria (g d^{-1}), estos datos concuerdan con lo reportad por van Lingen *et al*. (2019), para dietas altas (≥ 25% forraje) y bajas en forraje (≤ 18% forraje), respectivamente. La reducción de CH_4 puede ser atribuida al alto contenido de taninos condensados (TC), particularmente en CC, de acuerdo con Bhatta *et al*. (2013) los taninos suprimen la metanogénesis directamente recudiendo la población de arqueas metanogénicas o indirectamente disminuyendo la población de protozoarios. Esta claramente establecida la simbiosis entre las arqueas metanogénicas y los protozoarios (Vogels *et al*., 1980). Los TC también pueden reducir indirectamente las emisiones de CH_4, disminuyendo la producción de H_2 como resultado de la privación de sustrato, por la formación de complejos proteína-carbohidrato, haciendo inaccesible estos nutrientes para los microorganismos o inhibiendo la actividad enzimática (Frutos *et al*., 2004; Patra *et al*., 2017), lo anterior se ve reflejado en el Exp. 2 donde la DigMS, DigFDN, DigFDA y DigEB disminuyeron, presentando un efecto cuadrático, al incluir CC en la dieta CO. Lo anterior coincide con lo reportado por Newbold *et al*. (2015), quienes reportan que la disminución de protozoarios disminuye la digestibilidad de la MO, FDN y FDA. De la misma forma, Wanapat *et al*. (2008) en un estudio realizado *in vitro*, al evaluar el efecto de diferentes niveles de CC (100, 200, 300 g MS d^{-1}) sobre la población ruminal, encontraron que la población de protozoarios disminuyó significativamente, independientemente de la dosis de CC. En otro estudio similar (Wanapat *et al*., 2013) demostraron que con 100g MS d^{-1} de CC o en asociación con menta (10 g MS d^{-1}) y ajo (40 g MS d^{-1}) redujeron la población protozoaria y bacteriana, así como la DigMS y la producción de CH_4. Sin embargo, es necesaria más investigación sobre el uso de CC para reducir las emisiones de metano entérico, ya que las concentraciones de aceites esenciales y polifenoles en CC pueden variar dependiendo de la ubicación geográfica (Godwin *et al*., 2014), el método de cultivo, el tiempo de cosecha, manejo poscosecha y el tipo de secado (Olorunnisola *et al*., 2014). Por otro lado, CB redujo el rendimiento y la intensidad de CH_4 sin afectar la DigMS, DigFDN, DigFDA, DigEB; y fue el tratamiento con menor factor *Ym*, lo cual se tradujo en la mejor GDP, esto coincidió con lo reportado con Hernández-Pineda *et al*. (2018), quienes reportaron que la adición de 0.5 kg MS d^{-1} de CB, reducen en un 16% las emisiones de CH_4 en vacas lecheras sin afectar el consumo de alimento ni la productividad animal.

Conclusiones

CB y CC disminuyen la producción de CH_4 *in vivo* en ganado de carne; los efectos sobre la producción de CH_4 (g d^{-1}) dependen de la dieta, y de la dosis y contenido de taninos de las plantas. Por el contrario, MC no presenta ningún efecto antimetanogénico. Por otro lado, CC afecta la digestibilidad de la MS en ambos experimentos. La suplementación de CC a niveles superiores del 2% inclusión en la dieta, puede reducir la producción diaria de CH_4 pero a expensas de reducir la DigMS y las fracciones de fibra de la dieta.

Agradecimientos

Los autores agradecen el apoyo financiero de WeBelievers, Nueva York, NY, EUA; la Universidad Autónoma del Estado de México; y el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología de México (Grant CONACYT-223418), lo que hizo posible el presente trabajo. CONACYT-MÉXICO también otorgó una beca para los estudios de doctorado de María Fernanda Vázquez-Carrillo. También se agradece el apoyo técnico de Edgar Aranda-Aguirre, Eduardo Cardoso-Gutiérrez, Paulina Guadarrama-Gómez, Daniela Villegas-Estrada e Ivana Alexandra Porcayo-Monroy, quienes asistieron en el manejo y bienestar de los animales de experimentación.

Literatura citada

AFRC. Alderman, G. and B.R Cottrill. 1993. Energy and Protein Requirements of Ruminants. An Advisory Manual Prepared by the AFRC Technical Committee on Responses to Nutrients. CAB International. Wallingford, UK.

AOAC International. 1995. Official Methods of Analysis of AOAC International. AOAC International. Arlington, TX, USA.

Bhatta, R., M. Saravanan., L. Baruah., K.T. Sampath and C.S. Prasad. 2013. Effect of plant secondary compounds on *in vitro* methane, ammonia production and ruminal protozoa population. Journal of Applied Microbiology 115:455–465.

Canul-Solis, J.R., A.T. Piñeiro-Vázquez., I.J. Arceo-Castillo., J.A. Alayón-Gamboa., A.J. Ayala-Burgos., C.F. Aguilar-Pérez., F.J. Solorio-Sánchez., O.A. Castelán-Ortega., M. Lachica-López, M., P. Quintana Owen., *et al*. 2017. Design and construction of low-cost respiration chambers for ruminal methane measurements in ruminants. Revista Mexicana de Ciencias Pecuarias 8:185–192. DOI: 10.22319/rmcp.v8i2.4442.

Eckard, R.J., C. Grainger and C.A.M. de Klein. 2010. Options for the abatement of methane and nitrous oxide from ruminant production: A review. Livestock Science 130:47–56. DOI: 10.1016/j.livsci.2010.02.010

FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). 2006. Las Repercusiones del Ganado en el Medio Ambiente. http://www.fao.org/ag/esp/revista/0612sp1.htm (Consulta: abril 07, 2020).

Frutos, P., G. Hervás., F. Giráldez and A. Mantecón. 2004. Review. Tannins and ruminant nutrition. Spanish Journal of Agricultural Research 2. DOI:10.5424/sjar/2004022-73.

Gallegos-Flores, P., R. Bañuelos-Valenzuela., L. Delgadillo-Ruiz., F. Echavarría-Cháirez., C. Meza-López y D. Rodríguez-Tenorio. 2019. Evaluación diferencial de extractos de orégano en la producción de ácidos grasos volátiles y metano durante fermentación ruminal *in vitro*. Abanico Veterinario 9:e91. DOI: 10.21929/abavet2019.91.

Godwin, A., G.A. Daniel., D. Shadrack., S.A. Elom., K.A.-B. Nana Afua., B. Godsway., K.G. Joseph., N.O. Sackitey., K.B and Isaak., A. Wisdom. 2014. Determination of elemental, phenolic, antioxidant and flavonoid properties of lemon grass (*Cymbopogon citratus* Stapf). International Food Research Journal 21:1971–1979.

Gomaa, R.M.M.; M. González-Ronquillo., J. Arredondo-Ramos., L.T. Molina y O.A. Castelán-Ortega. 2017. Effect of tanniferous plants on *in vitro* digestion and methane production. Ecosistemas y Recursos Agropecuarios 4:371–380. DOI: 10.19136/era.a4n11.1160.

Hernández-Pineda, G.S.; P.E. Beltrán-Pedraza., M. Benaouda., J.M. García-Palma., F. Nova-Avilés., L. Molina, L and O.A. Castelán-Ortega. 2018. *Pithecellobium dulce, Tagetes erecta* and *Cosmos bipinnatus* on reducing enteric methane emission by dairy cows. Ciencia Rural 48:e20170484. DOI: 10.1590/0103-8478cr20170484

Kim E.T., C.H. Kim., K.S. Min., S.S. 2012. Effects of Plant Extracts on Microbial Population, Methane Emission and Ruminal Fermentation Characteristics *in vitro*. Asian-Australas Journal of Animal Sciences 25(6):806-11. DOI:10.5713/ajas.2011.11447.

Makkar, H.P.S.; M. Blümmel., N.K. Borowy and K. Becker. 1993. Gravimetric determination of tannins and their correlations with chemical and protein precipitation methods. Journal of the Science of Food and Agriculture 61:161–165. DOI: 10.1002/jsfa.2740610205

Newbold, C.J., G. de la Fuente., A. Belanche., E. Ramos-Morales and N.R. McEwan. 2015. The Role of Ciliate Protozoa in the Rumen. Frontiers in Microbiology 6:1313. DOI: 10.3389/fmicb.2015.01313

Olorunnisola, S.K.; A.M. Hammed and S. Simsek. 2014. Biological properties of lemongrass: An overview. International Food Research Journal 21:455–462

Patra, A.; T. Park., M. Kim and Z. Yu. 2017. Rumen methanogens and mitigation of methane emission by anti-methanogenic compounds and substances. Journal of Animal Science and Biotechnology 8:3. DOI: 10.1186/s40104-017-0145-9.

Petrič, D.; D. Mravčáková., K. Kucková., K. Čobanová., S. Kišidayová., A. Cieslak., S. Ślusarczyk and Z. Váradyová. 2020. Effect of dry medicinal plants (wormwood, chamomile, fumitory and mallow) on *in vitro* ruminal antioxidant capacity and fermentation patterns of sheep. Journal of Animal Physiology and Animal Nutrition 104:1219–1232. DOI: 10.1111/jpn.13349.

Price, M.L., S. Van Scoyoc and L.G. Butler. 1978. A critical evaluation of the vanillin reaction as an assay for tannin in sorghum grain. Journal of Agricultural and Food Chemistry 26:1214–1218. DOI: 10.1021/jf60219a031.

van Lingen, H.J.; M. Niu., E. Kebreab., F.S.C. Valadares., J.A. Rooke., C.-A. Duthie., A. Schwarm., M. Kreuzer., P.I. Hynd.,M. Caetano., *et al*. 2019. Prediction of enteric methane production, yield and intensity of beef cattle using an intercontinental database. Agriculture, Ecosystems & Environment 283:106575. DOI: 10.1016/j.agee.2019.106575.

van Soest, P.J.; J.B. Robertson and B.A. Lewis. 1991. Methods for dietary fiber, neutral detergent fiber, and nonstarch polysaccharides in relation to animal nutrition. Journal of Dairy Science 74:3583–3597. DOI: 10.3168/jds.S0022-0302(91)78551-2.

Vogels, G.D., W.F Hoppe and C.K. Stumm. 1980. Association of methanogenic bacteria with rumen ciliates. Applied and Environmental Microbiology 40:608–612.

Wanapat, M., A. Cherdthong., P. Pakdee and S. Wanapat. 2008. Manipulation of rumen ecology by dietary lemongrass (*Cymbopogon citratus* Stapf.) powder supplementation. Journal of Animal Science 86:3497–3503. DOI: 10.2527/jas.2008-0885.

Wanapat, M.; S. Kang., P. Khejornsart and S. Wanapat. 2013. Effects of plant herb combination supplementation on rumen fermentation and nutrient digestibility in beef cattle. Asian-Australasian Journal of Animal Sciences 26:1127–1136. DOI: 10.5713/ajas.2013.13013.

2 Dimensión Social

2.1. La clasificación de sistemas agroforestales: las contribuciones del café bajo sombra a la sustentabilidad

Libert-Amico Antoine[1]

[1]Programa Mexicano del Carbono, Chiconautla 8A. Lomas de Cristo, C.P. 56225. Texcoco, Estado de México, México.
Autor para la correspondencia: antoinelibert@hotmail.com

Resumen

Los sistemas agroforestales tienen un importante potencial para mitigar el cambio climático y fortalecer la adaptación local. Sin embargo, sus aportes potenciales son pocos reconocidos, y aún existen pocos incentivos para respaldar quienes practican agroforestería y escalar los beneficios ambientales y sociales de los sistemas agroforestales. Siendo una combinación de actividades que conjuntan agricultura, ganadería y silvicultura, la agroforestería tiende a caer entre las grietas de las políticas sectoriales. Al mismo tiempo, es una forma de manejo del territorio que es altamente diversa: las aportaciones de los diferentes sistemas agroforestales en la provisión de servicios ecosistémicos y de co-beneficios sociales aun requiere más investigación. En este escrito se presenta una clasificación de sistemas agroforestales con base en el ejemplo de la cafeticultura. Tras presentar una caracterización del gradiente de intensificación de la producción cafetalera, el escrito aborda uno de los desafíos principales para escalar las buenas prácticas de la agroforestería, que es la falta de cadenas de valor para los productos agroforestales. Con base en el ejemplo de los sistemas agroforestales de café bajo sombra, se plantean pautas para una investigación colaborativa que permita la valoración de cadenas de valor para la sustentabilidad y la equidad.

Palabras clave: *sistemas agroforestales; café; servicios ecosistémicos; cadenas de valor.*

Abstract

Agroforestry systems have an important potential to mitigate climate change and strengthen local adaptation. However, their potential contributions are poorly recognized, and there still are limited incentives to support those who practice agroforestry and upscale the environmental and social benefits of agroforestry systems. A form of ecosystem management that combines agriculture, livestock and forestry, agroforestry tends to fall through the cracks of sectoral policies. At the same time, this form of ecosystem management is highly diverse: more research is required to characterize the contributions of different agroforestry systems in providing ecosystem services and social co-benefits. In this paper, a classification of agroforestry systems is presented based on the example of coffee production. After discussing the coffee intensification gradient, this article addresses one of the main challenges to upscale good practices in agroforestry, which is the lack of value chains for agroforestry products. The example of shade-grown coffee agroforestry systems sets the basis for future collaborative research based on valuing agroforestry value chains for sustainability and equity.

Key words: agroforestry systems, coffee, ecosystem services, value chains.

Introducción

Para “reconstruir mejor” tras la crisis COVID-19 es crucial restaurar los ecosistemas degradados y transformar los sistemas alimenticios por medio del apoyo a prácticas sustentables (Pearson *et al*., 2020). La pandemia SARS-CoV-2 añade presión a la crisis pre-existente del cambio climático y a los desafíos

de alimentar una población creciente y a la vez disminuir las emisiones. Sus impactos en el medio plazo enfatizan la necesidad de reconocer que equidad y sustentabilidad deben ir de la mano (Leach *et al*., 2018).

La gobernanza de los sistemas agroforestales

Las tierras agrícolas cubren 37% de la superficie terrestre (FAOSTAT, 2017) y el sector agrícola es globalmente el principal emisor de gases a efecto invernadero (GEI) distintos al CO_2. A nivel global, 1.8 mil millones de personas viven en tierras agrícolas (Zomer *et al*., 2014). Casi la mitad de esta población habita en tierras en las cuales la cobertura forestal es mayor al 10% (Zomer *et al*., 2014) – lo que constituye oficialmente un "bosque" según la definición de la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO). Pequeños productores agrícolas con menos de 2 ha producen entre 30 y 34% de los alimentos del mundo, y las unidades de producción con menos de 5 ha representan entre 44 y 48% de la producción alimentaria global (Ricciardi *et al*., 2018).

La agroforestería, entendida como una forma de manejo de ecosistemas terrestres que combina agricultura, ganadería y silvicultura, se practica en más de la mitad de las tierras agrícolas de regiones como el sureste asiático y América Latina (Zomer *et al*., 2014). Con el manejo correcto, los sistemas agroforestales proveen servicios ecosistémicos y co-beneficios sociales cruciales para sustentar la sociedad actual.

Los sistemas agroforestales pueden aumentar los almacenes de carbono en la biomasa (Chapman *et al*., 2020) e incorporar material orgánico a los suelos (Abbas *et al*., 2020; Muchane *et al*., 2020). Con el uso de especies endémicas, los sistemas agroforestales pueden ser claves para la biodiversidad, aumentando la diversidad de predadores naturales que controlan plagas y enfermedades (Lamichhane, 2020). La agroforestería provee sombra y aumenta la humedad, controlando extremos micro-climáticos (Karvatte *et al*., 2020). Los ingresos adicionales y alimentos generados por productos forestales (*e.g.* leña, frutas, nueces) fungen como mecanismos de adaptación en momentos de necesidad (Gergel *et al*., 2020; Ong *et al*., 2015). La agroforestería puede asistir familias agrícolas con limitados recursos para adaptarse a las variaciones del clima, a la vez que aumentan la productividad agrícola sin depender de insumos externos como fertilizantes inorgánicos y químicos para el manejo de plagas y enfermedades (van Noordwijk, 2019).

A pesar de estos beneficios, la agroforestería no es comúnmente promovida como sistema de manejo sustentable del paisaje (Therville *et al*., 2020). Siendo una combinación de actividades que conjuntan agricultura, ganadería y silvicultura, la agroforestería tiende a caer entre las grietas de las políticas sectoriales. La mayoría de los países no incluyen la agroforestería en sus políticas públicas, estrategias de manejo territorial, planes de desarrollo o servicios de extensión (Agroforestry Network y Vi-Skogen, 2018). Al contrario, el paradigma dominante tiende a separar agricultura para la producción de alimentos de la silvicultura, enfocada en la producción de madera y la provisión de servicios ambientales (Zinngrebe *et al*., 2020). Este paradigma forma barreras al fomento de la siembra de árboles en unidades agrícolas, previniendo así el escalamiento de las actividades de agroforestería (Coe *et al*., 2014).

La categorización de sistemas agroforestales de café

Los productos agroforestales pueden conectar sistemas agroforestales con consumidores y mercados, pero son pocas cadenas de valor desarrolladas para productos agroforestales, aparte del café y el cacao (Middendorp *et al*., 2020). Los países consumidores de café, por ejemplo, están preocupados por las amenazas a la disponibilidad futura debido al cambio climático. Los escenarios futuros de cambio climático prevén una pérdida de 50% en las áreas aptas para la producción de *Coffea arabica* a nivel

global para el año 2050 (Bunn *et al*., 2015). Esto implica no solo menos café, pero también menos sabor, menos aroma, y precios más altos (The Climate Institute, 2016).

Los sistemas agroforestales de café bajo sombra pueden servir para adaptar la producción cafetalera al cambio climático (Libert-Amico y Paz, 2018). Los beneficios climáticos de la producción de café arábiga (*C. arabica*) en sistemas agroforestales bajo sombra van más allá de la adaptación al cambio climático; también deriva en una alta calidad en taza, la conservación de la biodiversidad, y el aumento a la captura de carbono (Libert-Amico 2017). Sin embargo, las contribuciones específicas del café bajo sombra a la sustentabilidad requieren de más estudios y precisiones. La producción de café se desarrolla en un amplio rango de sistemas de producción, en el cual los monocultivos de arbustos de café sin sombra se encuentran en un extremo, y los cafetales multifuncionales bajo sombra diversificada en el otro (Vandermeer y Perfecto, 2012). Hace dos décadas, Moguel y Toledo (1999) fueron pioneros en clasificar los sistemas agroforestales de café con base en la altura de la sombra, el número de estratos de sombra, y la diversidad de especies empleadas como sombra en cafetales (ver Figura 1).

La cafeticultura en México se presenta bajo diversos sistemas de cultivo de café, con una gran diversidad entre pequeños y grandes productores, café bajo sombra y café bajo sol, orgánico o convencional, etc. Cada uno de los sistemas de producción de café no sólo difiere en las características del productor, sino también en los impactos ambientales de ese sistema de producción. Mientras que los monocultivos de café sin sombra pueden tener un impacto ambiental negativo, los policultivos de café bajo sombra pueden crear verdaderos bosques productivos que contribuyen a conservar suelos, crear hábitat para flora y fauna y, capturar carbono, entre otros.

La estructura del cafetal está formada por las plantas que lo conforman. En un cafetal se pueden distinguir dos elementos principales: a) la "sombra" del cafetal provista por las copas de los árboles y b) la plantación de cafetos. Para clasificar un cafetal se analiza si hay varios individuos de diferentes especies de árbol y se mide cuántos niveles o estratos se distinguen en las copas de los árboles o dosel.

Las categorías o diferentes estructuras de cafetales se describen a continuación. Los cafetales rústicos son cafetales sembrados en el sotobosque de un bosque, empleando la sombra originaria. Cuenta con una baja densidad de cafetos, sombra alta y diversa, con especies endémicas y varios estratos o niveles de sombra. Un policultivo tradicional emplea una mezcla de cafetos y especies útiles, como árboles frutales o maderables, manteniendo especies endémicas y diversos estratos de sombra que llegan a rebasar los 15 m de alto (dependiendo del tipo de vegetación). En un policultivo comercial bajo sombra, la cobertura forestal inicial es remplazada por especies introducidas útiles para la cafeticultura (árboles leguminosos del género Inga, por ejemplo) y con otros usos comerciales (aprovechamiento maderable, frutales, etc.). La densidad de cafetos aumenta mientras que disminuyen los estratos de sombra; la altura de la sombra tiende a ser inferior a 15 m (dependiendo del tipo de vegetación). En el monocultivo bajo sombra, se siembran árboles de sombra (seguido de una sola especie) que tienden a no rebasar los 10 m de altura (dependiente del tipo de vegetación), mientras aumenta la densidad de cafetos. El monocultivo a pleno sol no emplea árboles de sombra. Esta plantación de café requiere insumos externos y es compatible con el manejo con maquinaria y procesos de automatización.

Iniciativas inspiradas en la Revolución Verde para aumentar la productividad y responder a plagas y enfermedades han provocado la intensificación de la producción cafetalera (Vandermeer y Rohani, 2014) y la reducción en la superficie global del café bajo sombra en un 20% desde 1996 (Jha *et al*., 2014). En lo que Perfecto *et al*. (2019) denominan un gradiente de intensificación de la producción cafetalera, las diversas estructuras de cafetal son correlacionados con servicios ecosistémicos (Cerda *et al*., 2020), el manejo de plagas y enfermedades (Merle *et al*., 2019), la complejidad ecológica y el uso de insumos agrícolas (Perfecto *et al*., 2019). Las formas de manejo de estos sistemas agroforestales diversos permiten identificar tendencias y características de cada sistema de producción, no solo la diversidad de árboles de sombra o densidad de cafetos, pero también la probable dimensión de la propiedad y el potencial uso de insumos agrícolas (Figura 1).

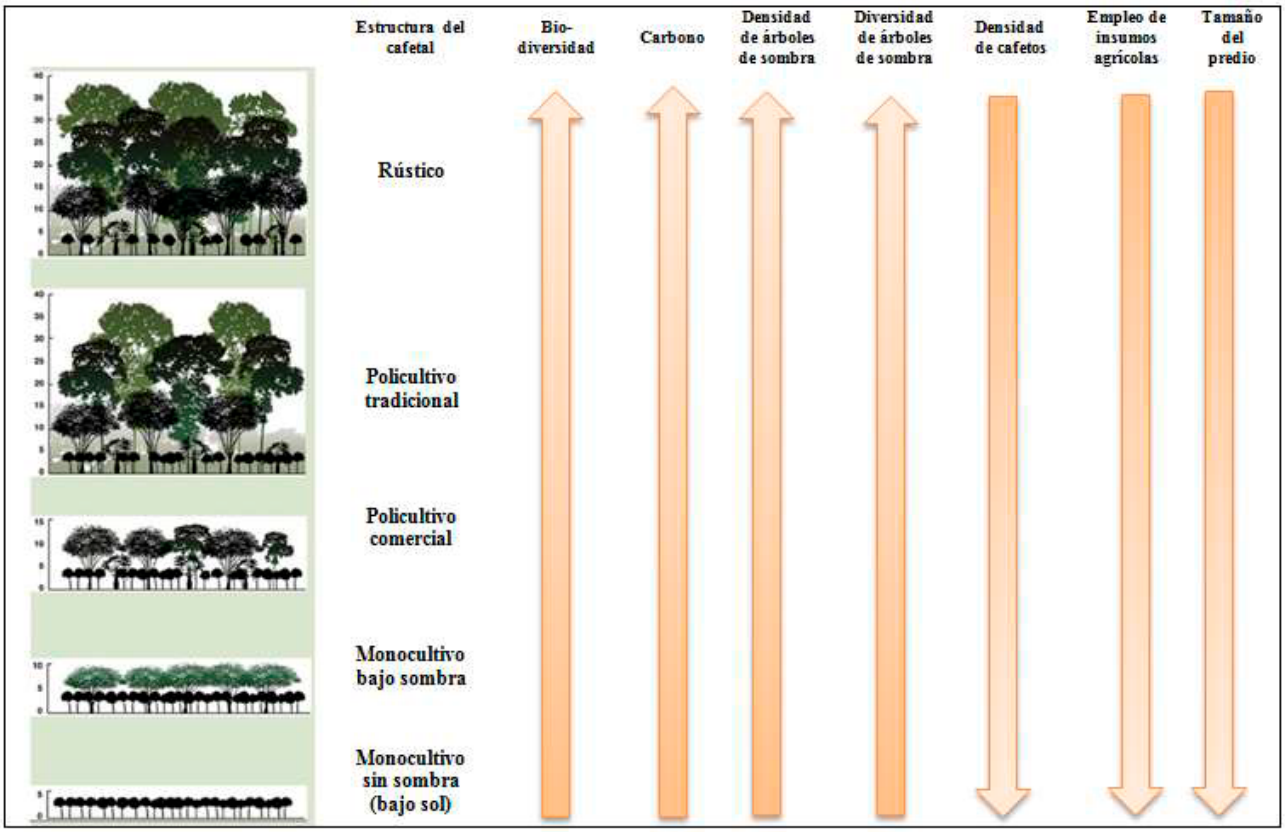

Figura 1. Gradiente de intensificación de la producción cafetalera (basado en Perfecto *et al*., 2019).

Considerando que los servicios ecosistémicos en sistemas cafetaleros son altamente dependientes en factores de paisaje e historias locales específicas (Vandermeer *et al*., 2015), clasificaciones locales basadas en datos actualizados pueden proveer insumos claves para las discusiones sobre la complejidad ecológica de los sistemas agroforestales y las contribuciones específicas del café bajo sombra a la construcción de la sustentabilidad (Libert-Amico *et al*., 2020).

Cadenas de valor para productos agroforestales

La agroforestería tiene un fuerte potencial para mitigar el cambio climático, fortalecer la adaptación local, integrar la conservación de la biodiversidad en la agricultura, y cumplir los Objetivos de Desarrollo del Milenio (Plieninger *et al*., 2020; Tschora y Cherubini, 2020). Aun si los árboles en terrenos agrícolas no son contabilizados cuando se calculan los almacenes de carbono a nivel nacional e internacional (Zomer *et al*., 2016), sí son aceptados como Mecanismos de Desarrollo Limpio (proyectos de reducción de emisiones aprobados por el Protocolo de Kioto) para compensar emisiones (Agroforestry Network y Vi-Skogen, 2018). Los árboles en zonas agrícolas también pueden demostrar ser cruciales para el cumplimiento de los objetivos de la Década para la Restauración de Ecosistemas de la ONU 2021-2030 (De Pinto *et al*., 2020).

La falta de cadenas de valor para los productos agroforestales es reconocida como una barrera para la difusión de estas soluciones basadas en la naturaleza y para la adopción de innovaciones técnicas en la parcela (Coe *et al*., 2014; Bartlett, 2020). La valoración económica de los servicios ecosistémicos ha sido promovida para responder a los limitados incentivos para la inversión en servicios ambientales (Namirembe *et al*., 2017). Las herramientas de valoración han proliferado en años recientes, incluyendo herramientas para estimar carbono (Milne *et al*., 2013), índices de agrobiodiversidad (FAO, 2020), y la cuantificación del nexo agua-alimentos-energía (Sušnik *et al*., 2018). Sin embargo, estas herramientas

requieren ser validados y actualizados con base en información de campo y para diferentes agro-ecosistemas.

Los escenarios de cambio climático enfatizan el imperativo de incrementar la productividad para alimentar una población creciente sin aumentar las emisiones. Por su parte, las cadenas de valor del café demuestran la necesidad de enfocarse no sólo en la productividad (es decir, cuantidad), pero también en la calidad del producto final. El café está lentamente siguiendo el camino de algunos otros productos agrícolas (como el vino) que exploran diversificar sus mercados y alcanzar otros segmentos de consumo al educar sobre los valores de cada variedad de café (*e.g.* microlotes y cafés de especialidad), los efectos de los microclimas sobre el producto final (*e.g.* denominación de origen y reconocimiento de ciertos territorios como "café de altura"), y los procesos de organización de los productores (*e.g.* comercio justo, símbolo pequeños productores).

De hecho, el análisis de cadenas de valor permite añadir a la clasificación de sistemas agroforestales de café cuestiones potenciales del mercado, incluyendo los canales posibles de venta, variedades idóneas de café, productividad y precio pagado al productor (Figura 2). Aunque estos sean características potenciales e hipotéticas, consolidar datos científicos actualizados sobre cada categoría de cafetal y los productores detrás del producto final presenta un espacio de oportunidad para la investigación comprometida con contribuir a la construcción de la sustentabilidad.

Estructura del cafetal	Mercados potenciales	Variedades idóneas (lista indicativa y no exhaustiva) (CONANP, 2018)	Productividad	Precio pagado al productor (en teoría)
Rústico	Orgánico Comercio Justo Specialty Coffee	*C. arabica* Java, Mundo Maya, Pache colis, y Geisha, junto con las variedades "acriolladas" y otras variedades de porte alto como Bourbón, Typica, Marago, Mondonovo.		
Policultivo tradicional	Orgánico Comercio Justo Specialty Coffee Certificaciones empresariales (4C, Rainforest Alliance, etc.)	*C. arabica* Java, Mundo Maya, Pache colis, y Geisha, junto con las variedades "acriolladas" y otras variedades de porte alto como Bourbón, Typica, Marago, Mondonovo.		
Policultivo comercial	Orgánico Comercio Justo Specialty Coffee Certificaciones empresariales Mercados convencionales	Variedades de porte alto de *C. arabica* y variedades de porte bajo de las familias Catimor y Sarchimor (e.g. Oro Azteca, Marsellesa, y Cuscatleco)		
Monocultivo bajo sombra	Orgánico Comercio Justo Specialty Coffee Certificaciones empresariales Mercados convencionales	Variedades de porte bajo de *C. arabica* de las familias Catimor y Sarchimor *Coffea canephora* variedad Robusta		
Monocultivo sin sombra (bajo sol)	Certificaciones empresariales Mercados convencionales	Variedades de porte bajo de las familias Catimor y Sarchimor *Coffea canephora* variedad Robusta		

Figura 2. Gradiente de intensificación cafetalera y cuestiones potenciales de mercado.

Conclusiones

Estos esbozos de una clasificación de sistemas agroforestales, con base en el ejemplo de los sistemas de producción cafetalera, son pautas para un proceso de investigación continuo en el cual investigadores

del Programa Mexicano del Carbono colaboran con cooperativas de café y comunidades cafetaleras del sureste mexicano. Esta investigación colaborativa no se limita a las condiciones biofísicas de los sistemas agroforestales, pero contempla cuestiones sociales, analiza las cadenas de valor y los mercados, y participa en la interfaz entre ciencia y políticas públicas con base en datos de campo actualizados.

Para que los sistemas agroforestales puedan cumplir su potencial de contribuir a la provisión de servicios ecosistémicos y co-beneficios sociales, existen varios vacíos en los cuales una investigación que vincula la mejor ciencia disponible con actores sociales puede aportar, incluyendo: 1) contribuir a fomentar un marco de gobernanza para el respaldo y la difusión a los sistemas agroforestales, difundiendo buenas prácticas y realizando recomendaciones para la inclusión de los sistemas agroforestales en la planeación inter-sectorial; 2) aportar conocimientos científicos para reconocer la diversidad de sistemas agroforestales y sus servicios ecosistémicos correspondientes; y 3) aportar información científica para la consolidación de cadenas de valor para productos agroforestales por medio del análisis de los factores socio-económicos que acompañan la producción agroforestal.

Literatura citada

Abbas, F., H.M. Hammad, W. Ishaq and A.A. Farooque. 2020. A review of soil carbon dynamics resulting from agricultural practices. Journal of Environmental Management 268: 110319. doi: 10.1016/j.jenvman.2020.10319.

Agroforestry Network and Vi-Skogen, 2018. Scaling up agroforestry: potential, challenges and barriers. A review of environmental, social and economic aspects on the farmer, community and landscape level, Agroforestry Network, Stockholm.

Bartlett, A.G. 2020. Exploring transformational outcomes from donor investments in agroforestry research for development. Agroforestry Systems. doi: 10.1007/s10457-020-00516-3

Bunn, C., P. Läderach, O. Ovalle Rivera, *et al*. 2015. A bitter cup: climate change profile of global production of Arabica and Robusta coffee. Climatic Change 129: 89–101. doi: 10.1007/s10584-014-1306-x

Cerda, R., J. Avelino, C.A. Harvey, C. Gary, P. Tixier and C. Allinne. 2020. Coffee agroforestry systems capable of reducing disease-induced yield and economic losses while providing multiple ecosystem services. Crop Protection. doi: 10.1016/j.cropro.2020.105149.

Chapman, M., W.S. Walker, S.C: Cook-Patton, P.W. Ellis, M. Farina, B.W. Griscom and A. Baccini. 2020. Large climate mitigation potential from adding trees to agricultural lands. Global Change Biology. doi: 10.1111/gcb.15121.

Coe, R., F. Sinclair and E. Barrios. 2014. Scaling up agroforestry requires research 'in' rather than 'for' development. Current Opinion in Environmental Sustainability. 6: 73–77.

CONANP. 2018. Dictamen técnico relativo al fomento de la cafeticultura en las Áreas Naturales Protegidas de competencia federal ubicadas en la Sierra Madre de Chiapas, México. Dirección Regional Frontera Sur, Istmo y Pacífico Sur, Tuxtla.

De Pinto A., N. Cenacchi, R. Robertson, H.Y. Kwon, T., Thomas, J. Koo, S. Begeladze and C. Kumar. 2020. The role of crop production in the forest landscape restoration approach: assessing the potential benefits of meeting the Bonn Challenge. Frontiers in Sustainable Food Systems. doi: 10.3389/fsufs.2020.00061.

FAO. 2020. Biodiversity Integrated Assessment and Computation Tool - B-INTACT. FAO, Rome.

FAOSTAT. 2017. Land Use. http://www.fao.org/faostat/en/#data/EL Accessed 12 July 2020.

Gergel, S.E., B. Powell, F. Baudron, S.L.R. Wood, J.M., G. Kennedy, L.V. Rasmussen, A. Ickowitz, M.E. Fagan, E.A.H. Smithwick, J. Ranieri, S.A. Wood, J.C.J. Groot and T.C.H. Sunderland. 2020. Conceptual Links between Landscape Diversity and Diet Diversity: A Roadmap for Transdisciplinary Research, BioScience biaa048. doi: 10.1093/biosci/biaa048

Jha, S., C. Bacon, S. Philpott, E. Méndez, P. Läderach, and R. Rice. 2014. Shade coffee: update on a disappearing refuge for biodiversity. Bioscience. doi: 10.1093/biosci/biu038

Karvatte, N., E.S. Miyagi, C.C: de Oliveira, C. Diniz Barreto, A. Pegoraro Mastelaro, D.J. Bungenstab and F. Villa Alves. 2020. Infrared thermography for microclimate assessment in agroforestry systems, Science of The Total Environment 731: 139252. doi: 10.1016/j.scitotenv.2020.139252.

Lamichhane, J.R. 2020. Crop health in agroforestry systems: an introduction to the special issue. Crop Protection 134: 105187.

Leach M., B. Reyers, X. Bai, E.S. Brondizio, C. Cook, S. Díaz, G. Espindola, M. Scobie, M. Stafford-Smith and S.M. Subramanian 2018. Equity and sustainability in the Anthropocene: a social–ecological systems perspective on their intertwined futures. Global Sustainability 1(e13): 1–13. doi: 10.1017/sus.2018.12

Libert-Amico, A. and F. Paz-Pellat. 2018. Del papel a la acción en la mitigación y adaptación al cambio climático: la roya del cafeto en Chiapas. Madera y Bosques 24. doi: 10.21829/myb.2018.2401914

Merle, I., J. Pico, E. Granados, A. Boudrot, P. Tixier, E.D.M. Virginio Filho, C. Cilas and J. Avelino. 2019. Unraveling the complexity of coffee leaf rust behavior and development in different Coffea arabica agro-ecosystems. Phytopathology 10(2). doi: 10.1094/PHYTO-03-19-0094-R.

Middendorp, R.S., O. Boever and X. Rueda. 2020. Improving smallholders livelihoods and ecosystems through direct trade relations: high-quality cocoa producers in Ecuador. Business Strategy and Development 3(2): 165-184.

Milne E., H. Neufeldt, T. Rosenstock, M. Smalligan, C.E. Cerri *et al*. 2013. Methods for the quantification of GHG emissions at the landscape level for developing countries in smallholder contexts. Environ. Res. Lett. 8: 015019. doi: 10.1088/1748-9326/8/1/015019

Moguel P. and V. Toledo. 1999. Biodiversity conservation in traditional coffee systems of Mexico. Conservation Biology 13(1):11-21. doi: 10.1046/j.1523-1739.1999.97153.x

Muchane, M.N., G.W. Sileshi, S. Gripenberg, M. Jonsson, L. Pumarino and E. Barrios E. 2020. Agroforestry boosts soil health in the humid and sub-humid tropics: a meta-analysis. Agriculture Ecosystems and Environment 29. doi: 10.1016/j.agee.2020.106899.

Namirembe, S., B. Leimona, M. van Noordwijk and P. Minang (eds.). 2017. Co-Investment in Ecosystem Services: Global Lessons from Payment and Incentive Schemes. World Agroforestry Centre, Nairobi. http://www.worldagroforestry.org/sd/environmental-services/PES

Ong, C.K., C.R. Black and J. Wilson (eds). 2015. Tree-Crop Interaction. Agroforestry in a Changing Climate. CPI Group Ltd, Croydon.

Pearson, R.M., M. Sievers, E.C. McClure, M.P. Turschwel, and R.M. Connolly. 2020. COVID-19 recovery can benefit biodiversity. Science 368(6493): 838-839. doi: 10.1126/science.abc1430

Perfecto, I., Jiménez-Soto M.E., Vandermeer J. 2019. Coffee landscapes shaping the Anthropocene. Forced simplification on a complex agroecological landscape. Current Anthropology 60(20): 236-250.

Plieninger, T., J. Muñoz-Rojas, L.E. Buck and S.J. Scherr. 2020. Agroforestry for sustainable landscape management. Sustainability Science 15: 1255-1266. doi: 10.1007/s11625-020-00836-4

Sušnik, J., C. Chew, X. Domingo, S. Mereu, A. Trabucco, B. Evans, L. Vamvakeridou Lyroudia, D.A. Savić, C. Laspidou and F. Brouwer. 2018. Multi-stakeholder development of a serious game to explore the water-energy-food-land-climate nexus: the SIM4NEXUS approach. Water 10(2): 139

The Climate Institute. 2016. A brewing storm: the climate change risks to coffee, Fairtrade Australia and New Zealand, Sydney.

Therville, C., M. Antona and H. de Foresta. 2020. The policyscape of agroforestry within Mediterranean protected landscapes in France. Sustainability Science doi: 10.1007/s11625-020-00821-x

Tschora H. and F. Cherubini. 2020. Co-benefits and trade-offs of agroforestry for climate change mitigation and other sustainability goals in West Africa. Global Ecology and Conservation 22: e00919.

van Noordwijk, M. (ed.). 2019. Sustainable Development Through Trees on Farms: Agroforestry in its Fifth Decade. World Agroforestry (ICRAF), Bogor.

Vandermeer, J. H. and I. Perfecto. 2012. Syndromes of production in agriculture: prospects for social-ecological regime change. Ecology and Society 17(4): 39. doi: 10.5751/ES-04813-170439.

Vandermeer, J. and P. Rohani. 2014. The interaction of regional and local in the dynamics of the coffee rust disease. arXiv:1407.8247 [q-Bio]. Disponible en: http://arxiv.org/abs/1407.8247

Vandermeer, J., P. Rohani and I. Perfecto. 2015. Local dynamics of the coffee rust disease and the potential effect of shade. arXiv:1510.05849.

Zinngrebe Y., Borasino, E., Chiputwa, B. *et al*. 2020. Agroforestry governance for operationalising the landscape approach: connecting conservation and farming actors. Sustainability Science. doi: 10.1007/s11625-020-00840-8

Zomer, R.J., H. Neufeldt, J. Xu, A. Ahrends, D. Bossio, A. Trabucco, M. van Noordwijk and M. Wang. 2016. Global tree cover and biomass carbon on agricultural land: The contribution of agroforestry to global and national carbon budgets. Nature Scientific Reports. 6: 29987. doi: 10.1038/srep29987.

Zomer, R.J., A. Trabucco, R. Coe, F. Place, M. van Noordwijk and J.C. Xu. 2014. Trees on Farms: An Update and Reanalysis of Agroforestry's Global Extent and Socio-ecological Characteristics. Working Paper 179. Bogor, Indonesia: World Agroforestry Centre (ICRAF). Southeast Asia Regional Program.

2.2. La descentralización forestal en México en el marco de las prioridades globales sobre carbono

Libert-Amico Antoine[1]

[1]Centro para la Investigación Forestal Internacional (CIFOR), Bogor, Indonesia.
Autor para correspondencia: antoinelibert@hotmail.com

Resumen

El énfasis reciente en el papel de los bosques tropicales para enfrentar el cambio climático ha hecho más relevante que nunca los debates sobre la descentralización forestal. Discusiones sobre gobernanza multinivel, policentricidad y enfoques 'anidados' a la gobernanza giran alrededor de la pregunta ¿quién tiene el mandato sobre los bosques? Diferentes niveles de gobierno, junto con actores privados y de la sociedad civil (empresas, organizaciones no-gubernamentales, pueblos indígenas y comunidades locales), compiten por los derechos de propiedad y manejo de los paisajes forestales, y estas decisiones tienen impactos cruciales en el cambio del uso del suelo y el futuro de los bosques. En aras de difundir investigación internacional de relevancia para actores nacionales, este escrito resume los hallazgos para México de un estudio comparativo entre cinco países (Indonesia, México, Perú, Tanzania, y Vietnam), realizado por el Centro para la Investigación Forestal Internacional (CIFOR). Dicha investigación sobre las relaciones entre los niveles de gobierno busca comprender como el carbono forestal (entendido como el manejo forestal para beneficios climáticos, principalmente maximizar el secuestro de carbono y reducir las emisiones por pérdidas forestales) ha influenciado la descentralización y el papel de los gobiernos subnacionales en promover soluciones prácticas para el uso del suelo. En este escrito, extraemos del estudio comparativo entre países los resultados de México para aportar a una discusión continua sobre el manejo del paisaje y la toma de decisiones sobre los almacenes de carbono del país. Encontramos que el carbono forestal opera dentro de los espacios creados por las dinámicas de poder existentes que enmarcan la manera en la cual las transferencias de atribuciones son implementadas.

Palabras clave: *descentralización; manejo forestal; carbono forestal; gobernanza.*

Abstract

The recent emphasis on the role of tropical forests in facing climate change has made forest decentralization debates more relevant than ever. Discussions on multilevel governance, polycentricity, and nested approaches to governance surround the central question, ever more pertinent considering global environmental change, of who holds the mandate over forests. Different levels of government, as well as private and civil society actors (companies, non-governmental organizations (NGOs), indigenous peoples and local communities), compete over the rights of ownership and management of forest landscapes – decisions with a crucial impact on land use change and the future of forests. This article seeks to disseminate international research results of relevance for national stakeholders by summarizing the Mexico findings of a comparative study in between Indonesia, Mexico, Peru, Tanzania and Vietnam, carried out by the Center for International Forestry Research (CIFOR). Understanding the relations among different levels of government is essential to understand how carbon forestry (understood as forest management for climatic benefits, mainly maximizing carbon sequestration and reducing emissions from forest loss) has engaged with decentralization and the role of subnational governments in developing practical land use solutions. We find that carbon forestry operates within the spaces left by existing power dynamics that mould the way transfers of power are put into practice.

Key words: *decentralization; forestry; carbon forestry; governance.*

Introducción

La descentralización forestal fue un tema efervescente en la investigación y los discursos en los años 1990 y 2000 (Agrawal y Ribot, 1999; Colfer y Capistrano, 2005; Larson y Soto, 2008). La descentralización no era unidimensional, sino que era un proceso complicado en que las intenciones por escrito no siempre llegaban a implementarse (Koch 2017). Incluso se llegó a reportar una recentralización en la descentralización (Ribot *et al*., 2006). Hoy en día, los debates sobre quien participa en la toma de decisiones se enfocan en conceptos como la gobernanza multinivel (Di Gregorio *et al*., 2019) o la policentricidad (Ostrom 2010). En el marco del interés actual en enfoques de 'paisaje' y esfuerzos jurisdiccionales para mitigar las emisiones del cambio de uso del suelo, la descentralización sigue siendo relevante (Reed *et al*., 2019; Hsu *et al*., 2017).

En este contexto, es importante analizar como el carbono forestal (entendido como el manejo forestal para beneficios climáticos, principalmente maximizar el secuestro de carbono y reducir las emisiones por pérdidas forestales) ha influenciado la descentralización y el papel de los gobiernos subnacionales en promover soluciones prácticas para el uso del suelo. Con el advenimiento de iniciativas de mitigación del cambio climático como REDD+ (reducción de emisiones por deforestación y degradación forestal, junto con el aumento de los almacenes de carbono – una de las políticas de carbono forestal más notable), se preveía una recentralización del sector forestal (Phelps *et al*., 2010; Ribot y Larson, 2012), si bien no ha sido así (Höhne *et al*., 2018).

Este artículo adopta la perspectiva de la descentralización forestal para preguntar si el carbono forestal ha abierto nuevas oportunidades para apoyar la gobernanza sustentable y descentralizada de los paisajes forestales por parte de gobiernos subnacionales. La descentralización se entiende como la transferencia de poderes desde el gobierno central a niveles inferiores en la jerarquía político-administrativa y territorial (Agrawal y Ribot, 1999). La investigación en este campo distingue entre 1) descentralización administrativa, o desconcentración, en la cual las atribuciones pasan a niveles más bajos de gobierno que rinden cuentas a sus superiores en el gobierno central, y 2) la descentralización política, que refiere a transferencias de atribuciones a actores representativos y con mecanismos de rendición de cuentas 'hacia abajo' (Ribot, 2003). En teoría, la toma de decisiones por parte de representantes más cercanos a la ciudadanía que la élite debería de traer resultados más sustentables (Agrawal y Ribot, 1999), pero nunca es así de fácil.

Este escrito se basa en tendencias actuales en la literatura de la descentralización forestal identificadas por Lund *et al*. (2018). El primer enfoque analiza la descentralización forestal como parte de un fenómeno histórico, derivado de tendencias macroeconómicas o transformaciones internas, para discutir la descentralización como *proceso social*. La segunda tendencia discute las contribuciones de la descentralización a la *democratización* al transferir atribuciones a instituciones con sistemas de rendición de cuentas y más cercanos a la realidad local. La tercera tendencia aborda como la descentralización forestal reta o perpetua las *relaciones de poder*. Lund *et al*. (2018) identifican una cuarta tendencia de estudios predominantemente cuantitativos, que evalúan los impactos de la descentralización forestal en los bosques y los medios de vida; sin embargo, debido a las dificultados en establecer causalidad directa entre descentralización e impactos, esta categoría fue omitida de este estudio (Libert-Amico y Larson, 2020).

Métodos

En aras de difundir investigación internacional de relevancia para actores nacionales, este escrito resume los hallazgos para México de un estudio comparativo entre cinco países, realizado por el Centro

para la Investigación Forestal Internacional (CIFOR), publicado en Libert-Amico y Larson (2020). La investigación en México se realizó entre 2014 y 2017, con la implementación de 152 entrevistas en 10 paisajes de los estados de Chiapas y Yucatán donde se identificaron tendencias hacia el cambio de uso del suelo (deforestación) y tendencias hacia la revegetación o conservación por medio de proyectos de conservación o reducción de emisiones, incluyendo las áreas prioritarias REDD+ (Ravikumar *et al*., 2015). La investigación sobre gobernanza multinivel buscaba comprender los procesos de toma de decisiones en el cambio de uso del suelo, y las relaciones entre diferentes niveles de gobierno y sectores de gobierno (agricultura, ambiente, economía) en el contexto de las estrategias de desarrollo bajo en emisiones (Saito-Jensen, 2015). Esta investigación no se centraba explícitamente en la descentralización, pero la base de datos de las entrevistas provee un insumo rico para estudiar estas cuestiones.

Resultados

Proceso: la reducción de emisiones, ¿una oportunidad para la descentralización?

Para Lund *et al*. (2018: 20), esta tendencia provee contexto a las políticas de descentralización forestal, enmarcándolas en la historia de las relaciones sociales, ecológicas y económicas. Con un área forestal total de 66 millones de ha, México es un país centralizado que practica una descentralización administrativa (Carrillo y Velasco, 2016). Como los demás países del estudio de gobernanza de CIFOR, México participa en mercados privados de bonos de carbono forestal y a la vez en el programa REDD+ de la ONU y el Fondo de Carbono del Banco Mundial.

La historia del control nacional sobre los recursos naturales estratégicos (*i.e.* bosques, agua, subsuelo) ha llevado a una limitada descentralización en el país. La constitución de México establece la propiedad de la nación sobre los recursos naturales, que serán gestionados por el gobierno federal, y esto establece la pauta para que la particular forma de descentralización en México sea una forma de desconcentración en la cual los poderes se transfieren en la arena local a representantes del gobierno central (ver Ribot *et al*., 2006). A la vez, la reforma agraria que vivió México en el siglo XX implica que más del 60% del país ha sido asignado a la propiedad social de ejidos y comunidades agrarias (Madrid *et al*., 2009). Sin embargo, esta forma particular de tenencia colectiva de la tierra incluye un paquete limitado de derechos sobre el bosque: los bosques son considerados propiedad de la nación y las políticas forestales son atribución exclusiva de la Comisión Nacional Forestal, CONAFOR (Carrillo y Velasco. 2015). Creado en 2001, este organismo desconcentrado de la secretaría federal del ambiente, cuenta con gerencias estatales; las políticas y los programas forestales se implementan directamente con propietarios forestales por parte de empleados federales (es decir, sin la intervención del nivel de gobierno estatal o municipal).

Las iniciativas REDD+ en México son de atribución exclusiva de CONAFOR (Trench y Libert, 2019). El programa especial de acciones tempranas REDD+ sirvió para promover cambios en la forma histórica de trabajo de CONAFOR con los dueños forestales. Con el respaldo de donantes internacionales, promoventes de REDD+ lograron cambios a la política forestal dentro de CONAFOR, con nuevos mecanismos de participación (como los consejos técnicos consultivos y las juntas intermunicipales), nuevos conceptos de apoyo (incluyendo un énfasis en una versión mejor pagada del programa de pagos por servicios ambientales), y con presupuesto para nuevas regiones prioritarios y actividades de manejo. Tras años de trabajar directamente con propietarios forestales, las acciones tempranas REDD+ implicaban la colaboración inter-sectorial y la toma de decisiones multinivel, obligando CONAFOR a coordinar una parte de sus iniciativas con gobiernos subnacionales y representantes de la sociedad civil. Tal como se vio en el diseño del sistema de Monitoreo, Reporte y Verificación (MRV), la CONAFOR aceptó la colaboración de nuevos actores, pero también puso límites al alcance de dicha participación (Deschamps y Larson, 2017).

Retrasos en el proceso internacional de REDD+ y luchas internas del partido político en gobierno contribuyeron a marginar los proponentes de REDD+. Con la caída del precio del petróleo en 2015, la crisis financiera aumentó la presión sobre las arcas federales. A la vez que se retomaba el énfasis en plantaciones comerciales forestales dentro de CONAFOR, los proponentes de REDD+ dentro de CONAFOR fueron despedidos y se cerraron los departamentos de servicios ambientales y de silvicultura comunitaria (Chapela *et al*., 2018).

Los proyectos de carbono forestal implicaron tendencias hacía la descentralización, con una serie de actores intermediarios contribuyendo a los intercambios entre CONAFOR y las comunidades forestales a nivel local. Sin embargo, también se reportó una tendencia hacia la recentralización: "ahí es cuando ves la diferencia entre gobernabilidad y gobernanza, cuando las instituciones de gobierno tienen miedo de perder el control si permiten cambios; les da pánico adoptar una perspectiva amplia y permitir la innovación" (consultor forestal, Yucatán, junio 2015).

¿La descentralización como insumo para la democratización?

El enfoque en los estudios de la descentralización sobre la democracia investiga quienes reciben los poderes descentralizados, si éstos rinden cuentas a la ciudadanía, y si existen mecanismos efectivos para exigir la rendición de cuentas (Lund *et al*., 2018). En esta sección nos preguntamos si, en apoyo a un proceso democrático de rendición de cuentas, los gobiernos subnacionales reciben autoridad significativa sobre el cambio de uso del suelo y las políticas climáticas. Entendemos la descentralización democrática como la transferencia a niveles inferiores de gobierno de poderes discrecionales que sean "significativos en el sentido que las autoridades locales pueden realmente hacer o influenciar decisiones con relación al manejo de recursos naturales en sus comunidades, sin la intervención o el impedimento por parte de autoridades superiores" (Gross-Camp *et al*., 2019).

Los tres niveles de gobierno en México (federal, estatal y municipal) gozan de autonomía relativa, con esferas de influencia establecidas (Trench *et al*., 2018). Sin embargo, el presupuesto federal es la fuente principal de ingresos para todos los niveles de gobierno, lo que limita la capacidad de toma de decisiones de los niveles más bajos: "México es un país federal, pero sigue siendo muy centralizado. Todo se maneja con líneas de presupuesto federal: si hay fondos disponibles, funciona. Si no, no" (representante de ONG, Yucatán, febrero 2015). Las personas entrevistadas remarcaron que los debates sobre la descentralización forestal en México son más discursivos que transformadores.

A pesar de contar con subsecretarías forestales estatales, leyes forestales estatales y espacios de participación, los niveles más bajos de gobierno elegido no tienen las atribuciones, los fondos o la capacitación para participar plenamente en las políticas forestales. Los debates sobre la transferencia de poderes al nivel estatal en el marco de los proyectos de reducción de emisiones ilustran las tensiones entre niveles de gobierno: "los estados quieren controlar el tema y los fondos, pero la federación se los ha negado. [Un estado] propuso al GCF [*Governor's Climate and Forest task force*] la jurisdicción del estado sobre estos asuntos, pero CONAFOR se impuso, diciendo que el estado debe rendir cuentas a la federación" (representante de ONG, Yucatán, abril 2015).

El nivel más bajo de gobierno elegido en México, el municipio, no tiene papel en las cuestiones forestales. Una excepción notable, pero, es el caso de la Reserva Biocultural del Puuc en el sur de Yucatán, donde gobiernos subnacionales de diferentes niveles se han aliado para manejar los restos de la selva tropical de esta región predominantemente indígena. Con el apoyo de condiciones políticas y financieras favorables de las acciones tempranas REDD+, la secretaría estatal de medio ambiente aglomeró distintos municipios para promover el desarrollo y la conservación (Libert-Amico *et al*., 2018). Los fondos de preparación para REDD+ sirvieron para establecer la estructura de gobernanza de la Junta Intermunicipal Biocultural del Puuc (JIBIOPUUC), un mecanismo innovador de coordinación entre gobiernos subnacionales, comunidades locales, organizaciones no-gubernamentales y autoridades del

gobierno federal, bajo el mandato de promover estrategias de desarrollo bajo en emisiones en la Reserva Biocultural Estatal del Puuc.

Sin embargo, parece poco probable que otras regiones puedan encontrar las condiciones favorables para replicar este ejemplo de co-manejo forestal multinivel. Las personas entrevistadas asociaban la concentración de poderes en CONAFOR a una reconcentración de funciones en línea con las dinámicas de los partidos políticos tras las elecciones de 2012, mostrando un revés para la rendición de cuentas y el proceso democrático. La limitada transferencia de poderes significativos es producto del contexto: "La debilidad principal son los tiempos de la política, que afecta la toma de decisiones más que las visiones divergentes" (representante de la secretaría estatal de agricultura, Yucatán, abril 2015). Según un representante de CONAFOR: "es una cuestión de voluntad política, no de las facultades atribuidas por la descentralización" (Chiapas, octubre 2014).

Poder: ¿quién beneficia, y quién pierde?

Lund *et al*. (2018: 19) reconocen que las políticas de descentralización forestal se desarrollan en el marco de luchas de poder. La investigación en este campo discute si la descentralización favorece elites locales que están mejor posicionados para beneficiar de las nuevas regulaciones (Viana *et al*., 2016; Persha y Andersson, 2014). Esto se puede atribuir tanto al diseño de los proyectos que, a las dinámicas locales de poder, considerando "la incapacidad de políticas [forestales], o la falta de voluntad por parte de los agentes implementadores, para desafiar las jerarquías sociales preexistentes" (Lund *et al*., 2018: 19; Ece *et al*., 2017).

Considerando que los proyectos de carbono forestal movilizan fondos internacionales para promover iniciativas de conservación y desarrollo en zonas pobres, es importante estudiar si las nuevas iniciativas bajo el paraguas de REDD+ están fomentado el empoderamiento y retando jerarquías, o simplemente reproduciendo enfoques de arriba hacia abajo (Lund *et al*., 2017).

México ha sido presentado como una historia de éxito en el manejo forestal comunitario (Kashwan, 2017), considerando que grandes porciones de los bosques del país están en manos de la propiedad social. Pero en esta particular forma de devolución de derechos forestales, el acceso al bosque y las formas de manejo autorizadas siguen siendo dictados por el gobierno central, quien también pasa por encima de los gobiernos subnacionales.

No es el caso de la mayoría de los núcleos agrarios, pero la propiedad social con grandes extensiones de bosque de uso común dentro de las áreas prioritarias de REDD+ ha sido beneficiada por las acciones tempranas. CONAFOR es la única dependencia que canaliza fondos públicos directamente a la persona moral de ejidos y comunidades agrarias (en vez de beneficiar a personas físicas individuales), y el aumento en su presupuesto implicó transferencias directas de fondos para las comunidades forestales por parte de las actividades REDD+. Esto se puede considerar un empoderamiento indirecto de las comunidades, quienes eligieron dedicar los fondos a la generación local de ingresos (*e.g.* en jornales de trabajo para el monitoreo y mantenimientos de áreas de conservación) o para construir nueva infraestructura (*e.g.* caminos rurales, nueva casa ejidal, etc.). Sin embargo, los núcleos agrarios tienen una influencia limitada en decidir cómo usar los fondos forestales, ya que las reglas de operación están establecidas *a priori* en una "lógica tecno-burocrática" (García-López, 2019; traducción personal). Dicha lógica puso al margen las empresas forestales comunitarias para favorecer áreas de conservación con el pago por servicios ambientales, que recibieron 68% de los fondos ejecutados entre 2010 y 2014 como parte de los programas especiales REDD+ (Deschamps *et al*., 2015; Chapela *et al.,* 2018). Adicionalmente, las decisiones en la propiedad social son realizadas en su mayoría exclusivamente por derechohabientes, que tienden a ser hombres de edad avanzada, lo que excluye de la distribución de beneficios a mujeres, jóvenes y habitantes sin tierra.

Uno de los debates principales de la próxima fase de REDD+ – el pago por resultados por emisiones evitadas – concierne quién debe ser acreedor de dicho pago: ¿las comunidades forestales, los gestores de proyectos REDD+, o los gobiernos nacionales o subnacionales? (Angelsen *et al*., 2018). En el contexto de la Iniciativa para la Reducción de Emisiones (IRE) con el FCPF del Banco Mundial, la recentralización forestal ha generado tensión entre CONAFOR y los propietarios forestales, ya que estos últimos exigen recibir los beneficios de las emisiones evitadas. Los dueños forestales han sido reconocidos en la Ley General de Desarrollo Forestal Sustentable, promovida en 2012 y recientemente reformada, que establece en su Artículo 131 que los propietarios forestales que conservan y mejoran los servicios ambientales como resultado del manejo forestal sustentable, recibirán los beneficios económicos que derivan de éste (Ituarte-Lima y McDermott, 2017). En respuesta a presiones internacionales para resolver la incertidumbre sobre la tenencia de los derechos sobre el carbono forestal, el gobierno central ha argumentado que las emisiones evitadas no se pueden considerar un servicio ambiental (tal como en la ley forestal) sino que son un bien público propiedad de la nación y manejado exclusivamente por CONAFOR.

Discusión

La descentralización surgió históricamente de las presiones sobre el gobierno central por parte de procesos internacionales (como las reformas neoliberales, los programas de ajuste estructural y precios al alza de ciertos recursos naturales) y de dinámicas internas (como procesos de consolidación del estado y resolución de conflictos regionales) (Hickman *et al*., 2017). Los proyectos de carbono forestal se insertan en este contexto, creando una nueva arena para las luchas de poder, en el cual actores locales se aprovechan de nuevas oportunidades para implementar su agenda. En general, REDD+ y las políticas climáticas han sido albergadas en las oficinas de medio ambiente, lejos de los determinantes de la deforestación (De Sy *et al*., 2018).

REDD+ trajo consigo la posibilidad de un nuevo papel para gobiernos subnacionales, soplando vientos renovados en las velas de las iniciativas multiactor a favor de la conservación y el desarrollo bajo en emisiones. Sin embargo, no logró transformar las relaciones multinivel. La influencia de los proyectos de carbono forestal sobre la descentralización y el papel de los gobiernos subnacionales depende ampliamente del contexto histórico y de la capacidad de actores locales para aprovechar nuevas oportunidades y negociar sus propios intereses.

A pesar de la transferencia limitada de atribuciones, el proceso de descentralización ha promovido discursos de manejo forestal sustentable para el desarrollo local, dando lugar a presiones para la distribución de poder, recursos y beneficios (Andriyana y Hogl, 2019). Iniciativas de reducción de emisiones también contribuyeron a la democratización al crear nuevos espacios participativos. Sin embargo, los nuevos espacios multiactor no son legalmente vinculantes y la participación parece más publicitada que practicada (Ece *et al*., 2017).

La descentralización enfatiza la distribución de poderes, la participación y, en ocasiones, la transparencia, mientras – desgraciadamente – la rendición de cuentas queda relegada a un segundo plano. Los gobiernos subnacionales ven cambios en sus atribuciones, pero no en sus mecanismos de rendición de cuentas: el gobierno central tiende a soltar ciertas tareas, mientras vigila y exige a cambio. Esto fomenta la rendición de cuentas “hacía arriba”, lo que puede marginar la rendición de cuentas “hacía abajo” a actores locales, tal como se documentó en México.

La variabilidad de los resultados del proceso de descentralización entre diferentes estados y regiones del país recuerda que depende no solo de las atribuciones, pero también de la voluntad política. Resultados dispersos del proceso de descentralización parecen depender más de condiciones históricas y liderazgos innovadores que en el cambio institucional. La descentralización forestal enfrenta los mismos desafíos que la descentralización política en general: el uso político de una división de tareas ambigua,

presupuestos y capacitaciones insuficientes; e intereses en conflicto que impulsan la agenda de las inversiones. La descentralización se enfrenta con dinámicas de poder preexistentes que inciden en la implementación de la transferencia de facultades. Mucha investigación sobre descentralización se ha centrado en las instituciones y los mecanismos de participación, pero las relaciones entre comunidades forestales e instituciones estatales de manejo forestal siguen sin ser atendidas (Varsan *et al*., 2019). Un tema central en esta área es la tenencia forestal y el derecho sobre el carbono en ecosistemas terrestres: las comunidades forestales lucha por el derecho de beneficiarse de los pagos por resultados por emisiones evitadas, como se vio en México.

Al buscar oponerse a los determinantes del cambio de uso del suelo, los proyectos de carbono forestal han contribuido a tensiones entre el gobierno central y las comunidades locales. El manejo del uso del suelo, de por sí, pone diferentes intereses en contraste. La descentralización ha permitido que gobiernos subnacionales se integren en la arena de estas luchas de poder. Pero los gobiernos subnacionales no solo están más cercano a los electores locales, sino que también tienen sus propios intereses y necesidades. Además, no siempre tienen más incentivos que el gobierno federal para promover el desarrollo bajo emisiones; al contrario, pueden enfrentar más retos.

Conclusiones

Los proyectos y las políticas de carbono forestal se insertan en una arena de contestación política que es específica para cada país y región. REDD+, como política de carbono forestal, tiene poca influencia sobre la descentralización en sí, pero interactúa con la historia y el contexto de cada país y área prioritaria, donde las prioridades en manejo del paisaje y gestión forestal son negociadas con el poder para incidir en dichas prioridades.

En este contexto, las dinámicas de poder alrededor del carbono forestal han creado espacios para que los gobiernos subnacionales y las comunidades forestales puedan aprovechan nuevas oportunidades. En algunos casos, líderes innovadores y coaliciones emergentes han podido promover estrategias de desarrollo bajo en emisiones que retan las políticas y los intereses del *statu quo*. Sin embargo, no se encontró en los casos globales estudiados por el proyecto de gobernanza multinivel de CIFOR un gobierno central que provee las condiciones necesarias (incluyendo presupuesto, un marco regulatorio para la planeación del territorio, la tenencia y la clasificación forestal, y un conjunto de atribuciones – no solo piezas sueltas – para construir una colaboración) para hacer posible la implementación de las transformaciones requeridas a nivel subnacional. Los gobiernos subnacionales han demostrado liderazgo e innovación, pero estos casos han sido excepciones a la regla, y los avances obtenidos por un liderazgo arriesgan ser revertidos por otro.

Fundamentalmente, el carbono forestal aún no ha logrado desafiar los determinantes de la deforestación, en ningún nivel de gobierno. La transformación del *statu quo* depende de líderes climáticos, personas innovadoras y con pensamiento independiente. Por esto se requiere un campo de juego abierto, en todos los niveles de gobierno. Los gobiernos subnacionales son actores claves en el cambio de uso del suelo y tendrán más incentivos para ser parte de la solución si son integrados como socios plenos ante los desafíos del cambio climático.

Literatura citada

Agrawal, A. and J.C: Ribot. 1999. Accountability in decentralization: a framework with South Asian and West African cases. J Dev Areas 33: 473-502.

Andriyana, W. and K. Hogl. 2019. Decentralization drivers beyond legal provisions: the case of collaborative forest management in Java Island. Forests 10(8): 685. doi: 10.3390/f10080685

Angelsen, A., E.A.T. Hermansen, R. Rajao and R. van der Hoff. 2018. Results-based payment: who should be paid, and for what? *In*: A. Angelsen, C. Martius, V. De Sy, A.E. Duchelle, A.M. Larson and T.T. Pham (eds). Transforming REDD+: Lessons and New Directions. Bogor: CIFOR.

Carrillo Fuentes, J. y A. Velasco Ramírez. 2016. Estudio Legal: Facultades y Responsabilidades del Manejo Forestal y del Suelo ante REDD+ en México. CIFOR Occasional Paper n. 150, Bogor: CIFOR.

Chapela, G. (ed.). 2018. Las Empresas Sociales Forestales en México. Claroscuros y Aprendizajes. Consejo Civil Mexicano para la Silvicultura Sostenible, A.C. CDMX, México

Colfer, C.J.P. and D. Capistrano (eds). 2005. The Politics of Decentralization: Forests, People and Power. Oxford: Earthscan.

De Sy, V., M. Herold, M. Brockhaus, M. Di Gregorio and R.M. Ochieng. 2018. Data on drivers can drive change – if used wisely. *In*: A. Angelsen, C. Martius, V. De Sy, A.E. Duchelle, A.M. Larson and P.T. Pham. (eds). Transforming REDD+: Lessons and New Directions. Bogor: CIFOR.

Deschamps, P.R. and A.M. Larson A.M. 2017. The Politics of REDD+ MRV in Mexico: The Interplay of the National and Subnational Levels. Occasional Paper 171. Bogor: CIFOR.

Deschamps, P., B. Zavariz and I. Zúñiga. 2015. Revisión de la Implementación de REDD+ en México: Análisis de los Programas Especiales en Áreas de Acción Temprana REDD+. Consejo Civil Mexicano para la Silvicultura Sostenible. CDMX, México

Di Gregorio, M., L. Fatorelli, J. Paavola, B. Locatelli, E. Pramova, D. Ridho Nurrochmat, P.H. May, M. Brockhaus, I. Maya Sari and S. Dyan Kusumadewi. 2019. Multi-level governance and power in climate change policy networks. Global Environmental Change 54: 64-77. doi: 10.1016/j.gloenvcha.2018.10.003

Ece M., J. Murombedzi and J. Ribo. 2017. Disempowering democracy: local representation in community and carbon forestry in Africa. Conservation and Society 15(4): 357-370. doi: 10.4103/cs.cs_16_103

García-López, G.A. 2019. Rethinking elite persistence in neoliberalism: Foresters and techno-bureaucratic logics in Mexico's community forestry. World Development 120: 169-181. doi: 10.1016/j.worlddev.2018.03.018

Gross-Camp, N., I. Rodriguez, A. Martin, M. Inturias and G. Massao. 2019. The type of land we want: exploring the limits of community forestry in Tanzania and Bolivia. Sustainability 11: 1643. doi:10.3390/su11061643

Hickmann, T., H. Fuhr, C. Hohne, M. Lederer and F. Stehle. 2017. Carbon governance arrangements and the nation-state: the reconfiguration of public authority in developing countries. Public Administration and Development 37(5): 331-343. doi: 10.1002/pad.1814

Hohne, C., H. Fuhr, T. Hickmann, M. Lederer and F. Stehle. 2018. REDD+ and the reconfiguration of public authority in the forest sector. A comparative case study of Indonesia and Brazil. *In*: E. Nuesiri (ed.). Global Forest Governance and Climate Change. Palgrave Macmillan. New York

Hsu, A., A. Weinfurter and K. Xu. 2017. Aligning subnational climate actions for the new post-Paris climate regime. Climatic Change 142 (3-4): 419-432. doi: 10.1007/s10584-017-1957-5

Ituarte-Lima, C. and C.L. McDermott. 2017. Are more prescriptive laws better? Transforming REDD+ safeguards into national legislation. Journal of Environmental Law 29: 505–536. doi: 10.1093/jel/eqx020

Kashwan, P. 2017. Democracy in the Woods: Environmental Conservation and Social Justice in India, Tanzania, and Mexico. Oxford University Press, Oxford.

Koch, S. 2017. International influence on forest governance in Tanzania: Analysing the role of aid experts in the REDD+ process. Forest Policy and Economics 83: 181-190. doi: 10.1016/j.forpol.2016.09.018

Larson, A.M. and F. Soto. 2008. Decentralization of natural resource governance regimes. Annual Review of Environment and Resources 33(1): 213-239. doi: 10.1146/annurev.environ.33.020607.095522

Libert-Amico, A. and A.M. Larson. 2020. Forestry decentralization in the context of global carbon priorities: new challenges for subnational governments. Frontiers in Forests and Global Change 3. doi: 10.3389/ffgc.2020.00015

Libert Amico, A., T. Trench, A. Rodríguez y P. Martínez. 2018. Experiencias de gobernanza multinivel en México: Innovación para la reducción de emisiones en ecosistemas terrestres. Madera y Bosques 24: e2401909. doi: 10.21829/myb.2018.2401909

Lund, J.F., R.L. Rutt and J. Ribot. 2018. Trends in research on forestry decentralization policies. Current Opinion in Environmental Sustainability 32: 17-22.

Lund, J.F., E. Sungusia, M.B. Mabele and A. Scheba A. 2017. Promising change, delivering continuity: REDD+ as conservation fad. World Development 89: 124-139. DOI: 10.1016/j.worlddev.2016.08.005

Madrid, L., J. Nuñez, G. Quiroz and Y. Rodríguez. 2009. La propiedad social forestal en México. Investigación Ambiental 2: 179-186.

Ostrom, E. 2010. Polycentric systems for coping with collective action and global environmental change, Global Environmental Change 20: 550-557.

Persha, L. and K. Andersson. 2014. Elite capture risk and mitigation in decentralized forest governance regimes. Global Environmental Change 24(1). doi: 10.1016/j.gloenvcha.2013.12.005

Phelps, J., E.L. Webb and A. Agrawal. 2010. Does REDD+ threaten to recentralize forest governance? Science 328(5976): 312-313. doi: 10.1126/science.1187774

Ravikumar, A., M. Kijazi, A.M. Larson and L. Kowler. 2015. Project guide and methods training manual. Bogor: CIFOR. doi: 10.17528/cifor/005539. Available at: https://www.cifor.org/library/5539/

Reed, J., J. Barlow, R. Carmenta, J. Van Vianen and T.C.H. Sunderland. 2019. Engaging multiple stakeholders to reconcile climate, conservation and development objectives in tropical landscapes. Biological Conservation 238: 108229. doi: 10.1016/j.biocon.2019.108229

Ribot, J., A. Agrawal and A.M. Larson. 2006. Recentralizing while decentralizing: how national governments reappropriate forest resources. World Development 34(11): 1864-1886. doi: 10.1016/j.worlddev.2005.11.020

Ribot, J. and A.M. Larson. 2012. Reducing REDD risks: affirmative policy on an uneven playing field. International Journal of the Commons 6(2): 233–254.

Ribot, J. (2003). Democratic decentralisation of natural resources: institutional choice and discretionary power transfers in sub-Saharan Africa. Public Administration and Development 23: 53-65. doi: 10.1002/pad.259

Saito-Jensen, M. 2015. Theories and Methods for the Study of Multilevel Environmental Governance. Bogor: CIFOR. doi: 10.17528/cifor/005541. Available at: https://www.cifor.org/library/5541/

Trench, T., A.M. Larson, A. Libert Amico and A. Ravikumar. 2018. Analyzing multilevel governance in Mexico. Lessons for REDD+ from a study on land-use change and benefit sharing in Chiapas and Yucatán. Working Paper 236. Bogor: CIFOR.

Trench, T. and A. Libert Amico. 2019. REDD+ ¿Un instrumento de neoliberalización? La experiencia del sur de México. En: L. Durand, A. Nygren and C.V. Leinert. (eds.). Naturaleza y Neoliberalismo en América Latina. Mexico. UNAM. CDMX, México pp. 81-123.

Varsan, S., V. Mehta and P, Tribhuvan. 2019. Characterising the relationship between forest dependent peoples and state forest management institutions in the Global South. Environmental Research Letters 14: 083001.

Viana, C., E. Coudel, J. Barlow, J. Ferreira, T. Gardner and L. Parry. 2016. How does hybrid governance emerge? Role of the elite in building a Green Municipality in the Eastern Brazilian Amazon. Environmental Policy and Governance. doi: 10.1002/eet.1720

2.3. Costo de las políticas públicas asociadas al manejo de la roya en los cafetales bajo sombra de la Sierra Madre de Chiapas

Paz-Pellat Fernando[1]

[1]GRENASER, Campus Montecillo, Colegio de Postgraduados, Montecillo, Estado de México.
Autor para correspondencia: ferpazpel@gmail.com

Resumen

La roya del cafeto ha provocado una reducción de la producción del café en la región de la Sierra Madre de Chiapas. Los gobiernos estatal y federal han promovido una respuesta a la crisis, consistente en la introducción de nuevas variedades y estructuras de los cafetales, tales como cambios en los insumos y prácticas culturales, que alteran el modo de vida de los productores. En este trabajo se presenta un análisis de los costos asociados a los cambios introducidos, a través de los mercados voluntarios del carbono, para evaluar los costos de la mala adaptación propuesta. Los resultados muestran pérdidas importantes para los productores, al asumir los cambios incentivados con apoyos gubernamentales, dejando en evidencia los costos de malas políticas públicas, sin considerar los impactos en el cambio climático y la pérdida de biodiversidad y servicios ecosistémicos.

Palabras clave: *mercados del carbono; biomasa viva y suelo; tipología de cafetales; cambios de los almacenes.*

Abstract

Coffee rust has caused a reduction in coffee production in the Sierra Madre de Chiapas region. The state and federal governments have promoted a response to the crisis consisting of the introduction of new varieties and structures of coffee plantations, such as changes in inputs and cultural practices that alter producers' ways of life. This paper presents an analysis of the costs associated with the changes introduced, through voluntary carbon markets, to assess the costs of the proposed maladaptation. The results show important losses for producers when assuming the changes encouraged with government support, highlighting the costs of bad public policies without considering the impacts on climate change and the loss of biodiversity and ecosystem services.

Key words: *carbon markets; live biomass and soil; coffee plantations typology; changes in carbon stocks.*

Introducción

El problema de la roya del cafeto (*Hemileia vastatrix*) ha sido devastador en la producción de café, variedad *Coffea arabica*, en la Sierra Madre de Chiapas y otras regiones del país (Libert-Amico *et al*., 2016), en donde el gobierno federal y estatal han promovido programas tendientes a la introducción de variedades de café "resistentes" a la roya (SAGARPA, 2016), las cuales requieren nula o menos sombra que los cultivos tradicionales de cafetos. Dichos programas plantean, además de requerimientos de insumos agrícolas más caros y cambios en las prácticas culturales, paquetes tecnológicos subsidiados ($2,500 pesos/ha/año 2016/2017) que modifican los medios de vida de los productores, que representan una mala adaptación a la crisis de la roya en el café (Libert-Amico y Paz-Pellat, 2018).

Dentro de la campaña del Programa Mexicano del Carbono (PMC) para conservar la sombra de los cafetales de la Sierra Madre de Chiapas

(http://pmcarbono.org/pmc/proyectos/REDD_para_Salvar_la_Sombra_Sierra_Madre_Chiapas.php), se planteó el análisis de los costos de la mala adaptación planteada por el gobierno.

En este trabajo se realiza una aproximación a los cambios de los almacenes de carbono, biomasa viva y suelo, para evaluar las pérdidas en la dinámica de cambio de uso del suelo en la región, bajo la perspectiva de los mercados voluntarios del carbono (Donofrio *et al*., 2019).

Materiales y Métodos

Tipología de cafetales

La Figura 1 muestra los tipos de cafetales presentes en la región de la Sierra Madre de Chiapas, los cuales van desde la introducción de cafetos en el sotobosque, con mínima perturbación de la vegetación natural, hasta los monocultivos sin sombra. La reducción de la biodiversidad y servicios ambientales se presenta en la secuencia de cambio de bosques o selvas naturales a cafetales rústicos, hasta los monocultivos sin sombra. Cada tipo de cafetal tiene asociado almacenes de carbono que se pierden, generalmente, con los cambios.

Los usos del suelo (tierra) en la región son típicamente milpas de maíz (y otras plantas) y potreros para el ganado.

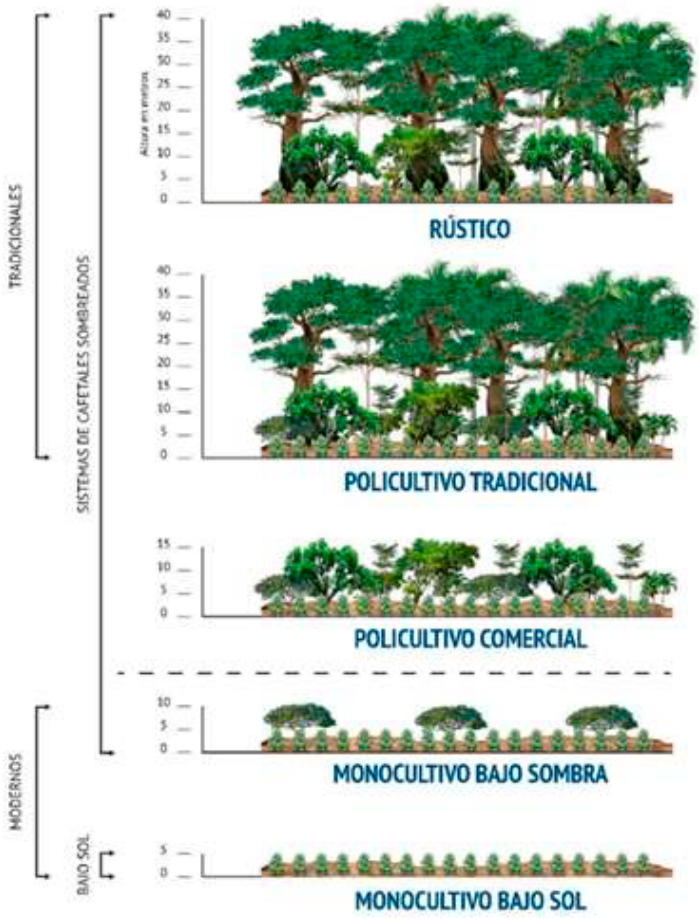

Figura 1. Tipología de cafetales en la región de la Sierra Madre de Chiapas.
Adaptada de Moguel y Toledo (1999).

Datos de los almacenes de carbono en los cafetales y otros usos del suelo

Las estimaciones de carbono, almacén de la biomasa viva y suelo, por lo general no están disponibles en la región, por lo que fue necesario realizar una búsqueda de datos entre diversos autores.

Las estimaciones del carbono total (biomasa viva + suelo) de los diferentes usos del suelo en la Sierra Madre de Chiapas se realizaron a partir de diversas compilaciones o resúmenes de datos, incluidas las propias: Covaleda (2010 y 2014), Covaleda-Ocón y Casiano-Domínguez (2017), Paz *et al*. (2012) y Salas-Aguilar *et al.* (2018).

Resultados y Discusión

La Figura 2 muestra los almacenes promedio para distintos tipos de cafetales, así como una selva mediana sin perturbación, vegetación típica de la región.

Tipo vegetación o cafetal	Carbono Total (t C/ha)
Selva mediana	188.4
Rustico	182.2
Policultivo tradicional	153.1
Policultivo comercial bajo sombra	118.6
Monocultivo bajo sombra	69.6

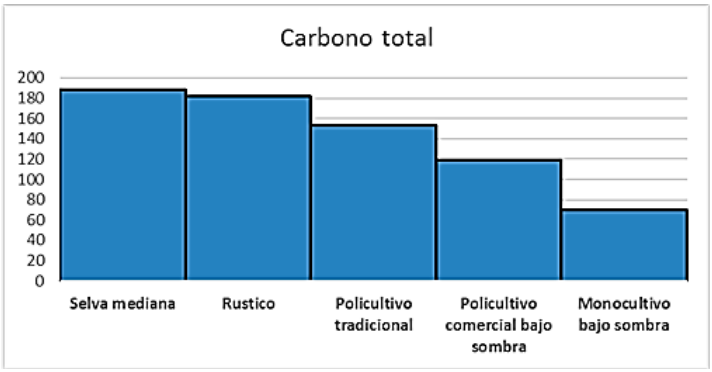

Figura 2. Almacenes de carbono total de diferentes tipos de cafetales y, como referencia, la selva mediana.

En la Figura 3 se muestran los almacenes de carbono total para otros usos del suelo típicos de la región, incluyendo algunas prácticas de manejo mejoradas para la milpa y los potreros.

Tipo vegetación o cafetal	Carbono Total (t C/ha)
Milpa	38.7
Milpa con labranza conservación	43.3
Potrero	64.6
Potrero con cerco vivo	87.5
Potrero con arboles dispersos	88.9

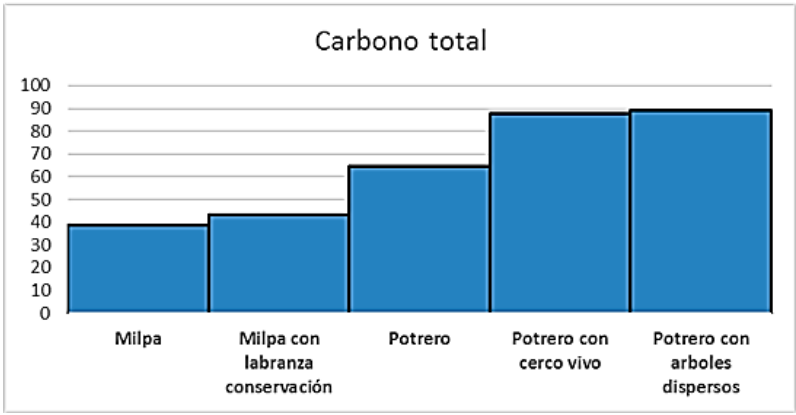

Figura 3. Almacenes de carbono total de para otros usos del suelo (milpas y potreros).

Emisiones de CO_2 y costos asociados

Para poder evaluar los cambios del carbono total producto de la modificación de la sombra de los cafetales, se utilizaron dos escenarios de referencia: milpa y potrero.

El costo de la t de CO_2 utilizado fue de US$ 4.0 (Donofrio *et al*., 2019) y una paridad peso dólar de MX$ 21.50. Las t de C fueron convertidas a t de CO_2 por el factor multiplicativo 44/12.

El Cuadro 1 representa el proceso de conversión de los cafetales, y potreros, a potreros de ganado (referencia).

Cuadro 1. Cambios en los almacenes de carbono total con relación al potrero.

Tipo vegetación o cafetal	Carbono Total (t C/ha)	Cambio a Potrero (t C/ha)	Costo del Carbono (pesos/ha)
Selva mediana	188.4	-123.8	-39 073.76
Rústico	182.2	-117.6	-37 116.91
Policultivo tradicional	153.1	-88.5	-27 932.37
Policultivo comercial bajo sombra	118.6	-54	-17 043.48
Monocultivo bajo sombra	69.6	-5	-1578.10
Milpa	38.7	25.9	8 174.56
Potrero	64.6	0	

Se observa, en el Cuadro 1, que los cambios de la mayoría de los cafetales a potreros implican pérdidas importantes, con excepción del monocultivo bajo sombra con pérdidas que pueden ser compensadas con el subsidio gubernamental. En el caso de la milpa, el cambio genera ganancias de carbono total, por lo que no tiene un costo climático.

El Cuadro 2 representa el proceso de conversión de los cafetales, y milpas, a milpas de maíz (referencia).

Cuadro 2. Cambios en los almacenes de carbono total con relación a la milpa.

Tipo vegetación o cafetal	Carbono Total (t C/ha)	Cambio a Milpa (t C/ha)	Costo del Carbono (pesos/ha)
Selva mediana	188.4	-149.7	-47 248.31
Rústico	182.2	-143.5	-45 291.47
Policultivo tradicional	153.1	-114.4	-36 106.93
Policultivo comercial bajo sombra	118.6	-79.9	-25 218.04
Monocultivo bajo sombra	69.6	-30.9	-9752.66
Potrero	64.6	-25.9	-8174.56
Milpa	38.7	0	-

La conversión de cafetales o potreros a milpas de maíz tiene pérdidas importantes en el carbono total, generando costos altos asociados. La compensación (subsidio) gubernamental no es suficiente para las pérdidas de ganancias en los mercados voluntarios del carbono.

En los análisis realizados se consideraron que las pérdidas del carbono total de los almacenes son instantáneas (dentro del año), tipo deforestación o remoción de vegetación para el caso de cambios de potreros a milpas y viceversa.

Conclusiones

Los análisis realizados ponen en perspectiva los costos climáticos (mercados voluntarios del carbono) de estrategias de mala adaptación promovidas por los gobiernos, en donde los productores pierden importantes ganancias al aceptar los cambios de uso del suelo incentivados.

La información generada puede ser puesta en forma de matriz para realizar ordenamientos comunitarios territoriales. Para cambios no instantáneos, es posible utilizar modelos de estados y transiciones para tener las dinámicas de cambio proyectadas (Covaleda-Ocón *et al*., 2019).

Literatura citada

Covaleda, S. 2010. Modelos de estados y transiciones para los almacenes de carbono en las principales regiones de Chiapas. (Reporte de estancia postdoctoral). El Colegio de la Frontera Sur y el Colegio de Postgraduados. San Cristóbal de las Casas, Chiapas, México. http://pmcarbono.org/pmc/descargas/biblioteca/Reporte Postdoctorado_METs.pdf (Consulta: septiembre 1, 2017).

Covaleda, S. 2014. Actualización de los modelos de estados y transiciones de las regiones Sierra Madre, Soconusco, Llanura Costera y Depresión Central. Kibeltik Clima y Medio Ambiente A. C. Conservación Internacional México A.C. Tuxtla-Gutiérrez, Chiapas.

Covaleda-Ocón, S. y M. Casiano-Domínguez. 2017. Bases de datos y conocimiento asociado a la implementación de REDD en Chiapas. Elementos para Políticas Públicas 1:75-90.

Covaleda-Ocón, S., F. Paz-Pellat, A. Ranero-Puig, M. I. Marín-Sosa, M. Casiano-Domínguez, B. de Jong, J. D. Etchevers-Barra y A. S. Velázquez-Rodríguez. 2019. Capítulo 24: Escenarios asociados al ciclo del carbono y sus interacciones: estado de Chiapas. pp. 573-602. En: F. Paz-Pellat, J. M. Hernández-Ayón, R. Sosa-Ávalos y A. S. Velázquez-Rodríguez. Estado del Ciclo del Carbono en México: Agenda Azul y Verde. Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, Estado de México. ISBN 978-607-96490-7-4

Donofrio, S., P. Maguire, W. Merry and S. Zwick. 2019. Financing Emissions Reductions for the Future, State of the Voluntary Carbon Markets 2019. Forest Trends. Washington, D.C.

Libert-Amico, A. y F. Paz-Pellat. 2018. Del papel a la acción en la mitigación y adaptación al cambio climático: la roya del cafeto en Chiapas. Madera y Bosques. 24:1-24 doi:10.21829/myb.2018.2401914.

Libert-Amico, A., J. C. Wong-González y F. Paz-Pellat. 2016. Impacto de la roya del cafeto en los almacenes de carbono en la Sierra Madre de Chiapas. pp. 219-226. En: F. Paz-Pellat y R. Torres-Alamilla (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2016. Serie Síntesis Nacionales.Texcoco, Estado de México, México. ISBN 978-607-96490-4-3.

Moguel, P. and V. M. Toledo. 1999. Biodiversity conservation in traditional coffee systems of Mexico. Conservation Biology 13:11-21.

Paz, F., S. Covaleda, A. Ranero, X. Ugarte, E. Esquivel, M. I. Marín, R. Cuevas, B. de Jong y J. D. Etchevers. 2012. Estudio de Factibilidad para el mecanismo REDD+ en Chiapas. http://www.pmcarbono.org/pmc/proyectos/CI_Factibilidad_REDD+.php (Consulta: agosto 30, 2016).

SAGARPA (Secretaria de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación). 2016. Plan Integral de Atención al Café. http://www.cmdrs.gob.mx/comisiones/COPSP/Documents/2016/15a_extra/piac.pdf (Consulta: mayo 03, 2018).

Salas-Aguilar, V. M., F. Paz-Pellat, F. Rojas-García y M. Bolaños-González. 2018. Almacenes de carbono en sistemas agroforestales cafetaleros de la Sierra Madre de Chiapas. pp. 671-677. En: F. Paz, A. Velázquez y M. Rojo (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2018. Serie Síntesis Nacionales. Texcoco, Estado de México, México. ISBN 978-607-96490-6-7.

3 Ecosistemas Acuáticos

3.1. Dinámica de la presión parcial de CO_2 a lo largo del río Usumacinta, México

Soria-Reinoso Ismael[1]; Alcocer Javier.[2]; Oseguera Luis A.[2]; Aucancela Renato; Cuevas-Lara Daniel[1]; Cortés-Guzmán Daniela[1]; Merino-Ibarra Martín[3]; Ramírez-Zierold Jorge[3] y Díaz-Valenzuela Julio[3]

[1]Programa de Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México. Av. Universidad 3000, Delegación Coyoacán, C.P. 04510, Ciudad de México.
[2]Grupo de Investigación en Limnología Tropical, FES Iztacala, Universidad Nacional Autónoma de México. Av. de los Barrios 1, Los Reyes Iztacala, C.P. 54090, Tlalnepantla, Estado de México.
[3]Unidad Académica de Ecología y Biodiversidad Acuática, ICMyL, Universidad Nacional Autónoma de México. AP. 70-303, Ciudad de México 04510, México.
Autor para correspondencia: jalcocer@unam.mx

Resumen

El río Usumacinta es el principal sistema fluvial de México. Se asume que debe tener un papel importante en la evasión de CO_2 hacia la atmósfera, sin embargo, no existe información previa disponible para verificar/ratificar al respecto. El objetivo de este estudio fue estimar la presión parcial de CO_2 (pCO_2) a lo largo de la porción mexicana (cuencas media y baja) del río Usumacinta en dos épocas hidrológicas contrastantes (temporada de lluvias TL y secas TS). La pCO_2 fluctuó entre 463 y 6655 ppm, con un promedio total para ambas temporadas de 2782 ± 1563 ppm, valor inferior al promedio global de pCO_2 medido en ríos tropicales (3600 ppm). Todas las estaciones a lo largo del río Usumacinta presentaron condiciones de sobresaturación de CO_2 con respecto al equilibrio atmosférico, lo cual indica que el río Usumacinta presenta un metabolismo heterotrófico y constituye un emisor neto de CO_2, sin diferencias significativas entre la cuenca media y baja y tampoco entre las temporadas de lluvias y secas. Durante el estiaje se observó un efecto importante de disminución de la pCO_2 con el aumento de la salinidad en las estaciones cercanas a la desembocadura del río.

Palabras clave: *evasión de CO_2; fuente de CO_2; pCO_2; Usumacinta; México.*

Abstract

The Usumacinta River is the main fluvial system of Mexico. It should be playing an important role in the CO_2 evasion into the atmosphere; however, there is no previous information available to verify/ratify in this regard. The aim of this work was to estimate the CO_2 (pCO_2) partial pressure along the Mexican portion (middle and lower basin) of the Usumacinta River in two contrasting hydrological periods (RS rainy season and DS dry season). The pCO_2 fluctuated between 463 and 6655 ppm, with a total average for both seasons of 2782 ± 1563 ppm, value lower than the global pCO_2 average measured in tropical rivers (3600 ppm). All the sampling stations in the Usumacinta River had CO_2 oversaturation conditions with respect to the atmospheric equilibrium, which indicates that the Usumacinta River has a heterotrophic metabolism and constitutes a net CO_2 source, with no significant differences between the middle and lower basin or between the rainy and dry season. During the dry season a significant effect of pCO_2 decrease was observed with the increase of salinity in the river mouth stations.

Key words: *CO_2 evasion; CO_2 source; pCO_2; Usumacinta; México.*

Introducción

A partir de 2007 se aceptó ampliamente la idea de que los ecosistemas acuáticos epicontinentales no son conductos pasivos de carbono (C) hacia el océano, sino que también funcionan simultáneamente

como una interfaz activa para el transporte, procesamiento e intercambio de C entre los ecosistemas terrestres y la atmósfera (Cole *et al*., 2007). Por lo anterior, su contribución colectiva en el ciclo global de C es similar al de los sistemas terrestres y marinos, pues pueden almacenar, procesar y liberar más de la mitad del C que reciben (Cole *et al*., 2007; Tranvik *et al*., 2018). Estimaciones recientes sugieren que las emisiones de CO_2 de los sistemas acuáticos epicontinentales hacia la atmósfera pueden ser aproximadamente 2.9 Pg C año^{-1} -1 Pg = 10^{15} g-^{1} (Sawakuchi *et al*., 2017). En particular, los ríos tienden a integrar los procesos biogeoquímicos que se generan en la cuenca de drenaje. Como resultado del intemperismo de las rocas carbonatadas y de la mineralización de la materia orgánica terrestre (Battin *et al*., 2009), los sistemas fluviales (tropicales y templados) son generalmente de naturaleza heterotrófica y están sobresaturados de CO_2 (pCO_2) con respecto al equilibrio atmosférico, lo que resulta en una tasa alta de emisión de CO_2 a nivel global (Cole *et al*., 2007; Raymond *et al*., 2013; Tranvik *et al*., 2018). De acuerdo con Raymond *et al*. (2013), la evasión de CO_2 de ríos y arroyos (~1.8±0.25 Pg C año^{-1}) es ~seis veces mayor que en los sistemas lénticos (~0.32±0.25 Pg C año^{-1}). Sin embargo, la información existente sobre la dinámica de C fluvial es aún escasa, sobre todo en las zonas tropicales (Borges *et al*., 2019) y no está incluida en los presupuestos globales actuales de CO_2 como actores de importancia (IPCC, 2013; Le Quéré *et al*., 2018).

Los ríos tropicales a menudo muestran una alta variabilidad interanual en la descarga y una fuerte estacionalidad (Syvitski *et al*., 2014), por lo que pueden producirse grandes variaciones en la dinámica del C en períodos de tiempo muy cortos. Además, se ha reportado que los sistemas fluviales de la zona tropical están sobresaturados de CO_2 y tienen elevadas tasas de evasión de CO_2 (78%) en comparación con los ubicados en la zona templada o boreal, posiblemente debido a la mayor conexión con humedales y llanuras de inundación, particularmente en la cuenca baja de los grandes ríos (*p.ej.*, Amazonas, Congo, Orinoco; Raymond *et al*., 2013; Lauerwald *et al*. 2015; Borges *et al*., 2019).

Desafortunadamente, existe escasa información sobre flujos de C en sistemas acuáticos epicontinentales mexicanos (Butman *et al*., 2018) y según Alcocer *et al*. (2018), la mayoría (95%) de los estudios realizados sobre C en aguas epicontinentales son en sistemas lénticos; es decir, el desconocimiento sobre el papel de los ríos mexicanos en el ciclo regional de C es casi total. Recientemente, Soria-Reinoso *et al*. (2019) y Cuevas-Lara *et al*. (2019) evaluaron la concentración y el flujo de C orgánico e inorgánico, respectivamente, en dos épocas hidrológicas contrastantes del río Usumacinta. En este sentido, la necesidad de generar nueva información referente a la dinámica del C, en especial sobre la concentración y flujos de CO_2 en los ríos de México, es de trascendental importancia.

Por lo anterior, el objetivo del presente trabajo fue estimar la concentración de CO_2 (pCO_2) a lo largo del cauce principal y afluentes del río Usumacinta en su porción mexicana, desde la cuenca media hasta su desembocadura al sur del Golfo de México, así como su variabilidad temporal (temporada de lluvias -TL- y secas -TS-) con el fin de establecer una línea base de pCO_2 para México con relación a otros sistemas lóticos.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El presente estudio se realizó en la cuenca media y baja del río Usumacinta, sureste de México. El río Usumacinta forma parte de la Región Hidrológica N° 30 (Grijalva-Usumacinta), la cual es el principal sistema fluvial de México y el décimo en América del Norte; se ubica en el trópico donde la estacionalidad es muy marcada con una estación lluviosa -TL- en verano (junio-diciembre) y otra relativamente seca -TS- en invierno (enero-mayo). Ocupa el segundo lugar en cuanto a descarga hacia el Golfo de México después del río Mississippi, con un caudal promedio de ~2678 m^3 s^{-1}, una longitud de ~1100 km y un área drenaje de ~112 550 km^2 (Hudson *et al*., 2005). El río Usumacinta nace en la Sierra

de los Cuchumatanes en Guatemala (3800 m s. n. m.), tras lo cual ingresa al territorio mexicano por la selva Lacandona y fluye a través de Chiapas, Tabasco y Campeche, hasta que se une con el río Grijalva en la zona denominada Tres Brazos, ~24 km antes de su desembocadura en el Golfo de México en la que forma el extenso delta conocido como Pantanos de Centla (Soares-Moraes y García-García, 2017). El clima es tropical húmedo, con precipitaciones anuales de 1200 a 4300 mm (Saavedra-Guerrero *et al*., 2015). La cuenca está constituida fundamentalmente por carbonatos del Cretácico y rocas sedimentarias marinas del Mesozoico con numerosos accidentes geográficos kársticos (*p.ej*., cenotes) (Hudson *et al*., 2005).

Metodología

Se realizaron dos campañas de muestreo durante las condiciones hidrológicas contrastantes: en noviembre (TL) de 2017 y abril (TS) de 2018. El trabajo de campo se efectuó en 20 estaciones del río Usumacinta y los tributarios principales (Chixoy, La Pasión, Lacantún y San Pedro), desde la cuenca media en la frontera con Guatemala (M1 – M10), hasta la cuenca baja (B1 – B10) en la bifurcación hacia el San Pedro-San Pablo y la confluencia con el Grijalva (Figura 1). En cada estación se estableció un transecto transversal (un punto central y dos más equidistantes a ambas orillas) en donde se realizaron perfiles batimétricos con una Ecosonda Garmin GPSMap 526S. En los tres puntos se midió la velocidad de la corriente y los parámetros fisicoquímicos *in situ* (temperatura, concentración de oxígeno disuelto -OD-, pH y conductividad eléctrica -K_{25}-) con una sonda multiparamétrica Hydrolab DS5. Las muestras de agua para el análisis de alcalinidad total (AT) se tomaron en cada perfil vertical del transecto a 1/3 de la profundidad máxima con una botella horizontal tipo Van Dorn.

Figura 1. Estaciones de muestreo a lo largo de la cuenca del río Usumacinta.
M = cuenca media, B = cuenca baja.

La pCO_2 y C inorgánico disuelto (CID) se calcularon a partir del pH, temperatura, salinidad (S) y alcalinidad total (mg $CaCO_3$ L^{-1}) medida por titulación estándar -método 2320- (Baird *et al*., 2017). La salinidad (S) se calculó a partir de la temperatura *in situ* y la conductividad eléctrica estandarizada a 25 °C (K_{25}), utilizando los algoritmos de la Escala Práctica de Salinidad (PSS-78; Lewis y Perkin, 1981). Para calcular la pCO_2 y CID se utilizó el programa CO_2SYS (Pierrot *et al*., 2006) con las constantes de disociación del ácido carbónico para sistemas acuáticos continentales (S=0) (Millero, 1979) y las constantes de Millero *et al*. (2006) para sistemas estuarinos con un amplio rango de salinidad (S<30). La pCO_2 se expresó en partes por millón (ppm) de volumen de CO_2 por volumen de aire (1 ppm = 1 µatm), como resultado de la aplicación de la Ley de Henry de equilibrio (en función de la temperatura y presión parcial) de disolución de un gas (Ecuación 1) (Aufdenkampe *et al.*, 2011).

$$pCO_2 = \frac{HCO_3^- * H^+}{K_H * K_1} \quad (1)$$

donde, HCO_3^- es la actividad del bicarbonato, H^+es 10^{-pH}, K_1es la primera constante de disociación de H_2CO_3 y K_H es la constante de Henry. Las constantes de disociación del CO_2 para sistemas acuáticos continentales (Millero, 1979), asume: AT = $[HCO_3^-]$ + 2$[CO_3^{-2}]$ + [OH] - [H]

Los datos de pCO_2 (ppm) fueron comparados con el promedio atmosférico para la temporada de estudio (2017-2018) reportados por la National Oceanic Atmospheric Administration (NOAA, 2018).

Los perfiles batimétricos junto con las velocidades de la corriente se usaron para calcular los caudales (m^3 s^{-1}), utilizando el método de velocidad-área. Las diferencias entre los datos se analizaron mediante pruebas de t-Student (nivel de significancia de 0.05), se calcularon además las correlaciones (Spearman) de la pCO_2 con las variables fisicoquímicas, utilizando el programa SigmaPlot V14.0.

Resultados y Discusión

Variables fisicoquímicas

La temperatura (t = -5.75; p<0.001), OD (t = -4.0; p<0.001), pH (t = -3.94; p<0.005), K_{25} (U = 20; p<0.001), S (U = 18; p<0.001) y AT (t = -11.78; p<0.001) fueron mayores en la TS. En la cuenca baja, se observó un incremento de la temperatura y disminución de la concentración de OD para ambas temporadas. Además, en las estaciones más cercanas a la desembocadura (B5-B10) se presentó una cuña salina durante la TS, que incrementó la K_{25} hasta ~100 veces su valor en comparación con la TL (Cuadro 1). El caudal fue aproximadamente 5 veces mayor en la TL (141 – 5970 m^3 s^{-1}) en comparación con la TS (15 – 1080 m^3 s^{-1}).

Cuadro 1. Parámetros fisicoquímicos medidos en las estaciones del río Usumacinta durante la época de lluvias (TL) y secas (TS).

		Temp (°C)		OD (mg L^{-1})		pH		K_{25} (µS cm^{-1})		S (PSU)	
		TL	TS	TL	TS	TL	TS	TL	TS	TL	TS
Media	Prom	23.4	27.8	6.6	9.0	7.8	8.0	344	653	0.1	0.3
	d.e.	1.7	1.1	2.3	1.1	0.3	0.2	80	178	0.04	0.1
Baja	Prom	26.8	28.6	3.5	6.8	7.5	7.9	410	14 773	0.2	8.3
	d.e.	0.9	0.5	2.1	1.5	0.2	0.2	117	13 639	0.06	7.9
Global	Prom	25.1	28.2	5.1	7.9	7.7	7.9	377	7713	0.2	4.3
	d.e.	2.2	0.9	2.7	1.7	0.3	0.2	103	11 857	0.05	6.8
	Mín.	20.8	25.9	0.9	4.4	7.3	7.5	241	346	0.1	0.1
	Máx.	27.9	29.8	8.6	10.8	8.1	8.3	737	34 846	0.3	20.5

Temp = temperatura, OD = oxígeno disuelto, K_{25} = conductividad eléctrica estandarizada a 25ºC, S = salinidad, Prom = promedio, d.e. = Desviación estándar, Máx. = máximo, Mín. = mínimo.

Presión parcial de CO_2 y CID

La pCO_2 a lo largo del río Usumacinta y sus afluentes fue altamente variable. Durante la TL la concentración parcial de CO_2 (pCO_2) tuvo un promedio de 2881 ± 1878 ppm, el valor mínimo se registró en Chajul (M2; 463 ppm) y el máximo en Laguna Cometa (B10; 6655 ppm). Se encontraron diferencias significativas entre todas las estaciones de muestreo ($t = 6.6$; $p < 0.001$) y correlaciones positivas de la pCO_2 con la temperatura ($r = 0.84$, $p < 0.001$) y negativas con la distancia hacia la desembocadura ($r = -0.69$, $p < 0.005$), el pH ($r = -0.95$, $p < 0.001$) y OD ($r = -0.96$; $p < 0.001$). Durante la TL, no se observó una diferencia significativa ($p > 0.05$) entre la cuenca media y baja, sin embargo, se presentaron mayores valores de pCO_2 en la cuenca baja (3571 ± 1731 ppm) en comparación con la cuenca media (2116 ± 1820 ppm).

Para la TS la pCO_2 fue de 2682 ± 1214 ppm, con valores mínimo y máximo en el río Chajul (M2; 881 ppm) y Tzendales (M4; 5372 ppm), respectivamente. La pCO_2 en la TS es diferente entre todas y cada una de las estaciones ($t = 9.6$; $p < 0.001$) y se correlacionó de manera negativa con el pH ($r = -0.75$, $p < 0.05$) y positiva con la AT ($r = 0.66$, $p < 0.001$). En la TS, tampoco se observó una diferencia significativa ($p > 0.05$) entre la cuenca media (2856 ± 1529 ppm) y la cuenca baja (2525 ± 901 ppm).

No se encontraron diferencias significativas de la pCO_2 entre las dos temporadas de muestreo ($p > 0.05$), con un promedio global de 2782 ± 1563 ppm (463 a 6655 ppm) (Figura 2). Del mismo modo, no se observaron diferencias significativas de la pCO_2 ($p > 0.05$) entre el cauce principal y los afluentes en ninguna temporada de muestreo.

La concentración de CID fue ~el doble en la TS (36.0 ± 5.4 mg L^{-1}) en comparación con la TL (17.5 ± 6.3 mg L^{-1}), con un aporte dominante (94% en la TL y 96% en la TS) de la fracción de $[HCO_3^-]$, seguida de $[CO_2]$ disuelto (6% en la TL y 3% en la TS) y finalmente (1% en la TS) la fracción $[CO_3^{-2}]$. El rango de CID es similar a lo que encontraron Cuevas-Lara *et al*. (2019), quienes mencionan además una correlación positiva del CID con el caudal. En el presente estudio, se encontró una correlación positiva entre la pCO_2 y el CID para ambas temporadas (TL $r = 0.47$, $p < 0.05$ y TS $r = 0.72$, $p < 0.001$), sin embargo, la pCO_2 no se correlacionó con el caudal ($p > 0.05$) en ninguna temporada.

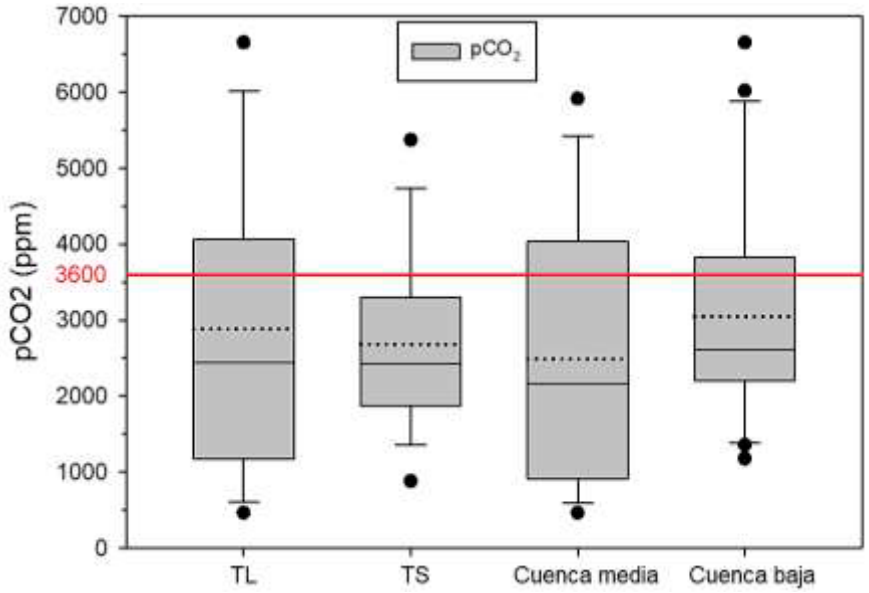

Figura 2. Diagrama de caja de la pCO_2 en la cuenca media y baja del río Usumacinta durante la TL y TS.
El promedio se muestra en línea punteada y los datos atípicos con puntos negros. Se diferencia en línea continua roja el promedio global para ríos tropicales propuesto por Aufdenkampe *et al*. (2011).

La pCO_2 de los sistemas fluviales está definida tanto por procesos biogeoquímicos internos como externos (Zou, 2016). Los factores más importantes son: *i)* el transporte de CO_2 del suelo o humedales a través de la respiración (R) y descomposición de materia orgánica terrestre, *ii)* la R y degradación de C orgánico *in situ*, *iii)* la actividad fotosintética acuática y *iv)* el intercambio de CO_2 con la atmósfera (Raymond *et al*., 2013; Zou, 2016). En efecto, la conectividad hidrológica entre un sistema fluvial y la cuenca de drenaje resulta fundamental para determinar la respuesta de los flujos y transformaciones de C con relación al cambio de uso de suelo y variabilidad del clima (Borges *et al.*, 2019).

Todas las estaciones de la cuenca media y baja del río Usumacinta presentaron condiciones de sobresaturación de CO_2 con respecto al equilibrio atmosférico (408 ppm; Figura 3), lo cual indica un comportamiento heterotrófico y funcionamiento como fuente neta de emisión de CO_2, con valores de pCO_2 entre 463 a 6655 ppm. El promedio de pCO_2 del río Usumacinta (2782 ± 1563 ppm) fue menor al promedio para ríos tropicales (3600 ppm) reportado por Aufdenkampe *et al*. (2011) y menor al promedio global (3100 ppm) reportado por Raymond *et al*. (2013), pero mayor a la pCO_2 global (2400 ppm) reportada por Lauerwald *et al*. (2015) que no considera efectos antropogénicos en este promedio. La pCO_2 estimada para el río Usumacinta fue mayor que la reportada para el río Mississippi inferior con un promedio de 1500 ±743 ppm (526-3961 ppm; Reiman y Xu, 2019). En otros ríos tropicales se reportan valores similares, por ejemplo, 2644 ppm (599 – 5006 ppm) en el Nanpan, China (Zou, 2016), 2600 ppm (600-7200 ppm) en el Xijiang, China (Yao *et al*., 2007), 2810 ± 1985 ppm en el Amarillo, China (Ran *et al*., 2015) y 2914 ± 1768 ppm en el río Amazonas inferior y sus tributarios (Sawakuchi *et al*., 2017). Sin embargo, algunos ríos tropicales con presencia de humedales tienen valores muy elevados, como sucede en el río Congo, donde se observaron presiones parciales de CO_2 de 1087 a 22 899 ppm (Borges *et al*., 2019).

En el río Usumacinta se observaron valores máximos de pCO_2 en la TS en el río Tzendales (M4; 5372 ppm) y en la TL en Laguna Cometa (B10; 6655 ppm). En el primer caso, Cuevas-Lara *et al*. (2019) reportaron que el río Tzendales presentó valores máximos de CID en secas, posiblemente porque se ubica dentro de la selva alta perennifolia y bosque mesófilo de montaña (Reserva de la Biósfera "Montes Azules"), con pocos cambios en el uso de suelo y litología de rocas calizas (de la Maza, 2015). La pCO_2 del río Tzendales (3er orden) es mayor al promedio global reportado para arroyos tropicales (4300 ppm; Aufdenkampe *et al*., 2011), lo cual es consecuente con el estudio de Marx *et al*. (2017) que demostraron que los arroyos de cabecera (1-3 orden) tienen un aporte considerable de CO_2 derivado del agua subterránea y/o de la R del suelo y producen aproximadamente un tercio de las emisiones fluviales de CO_2.

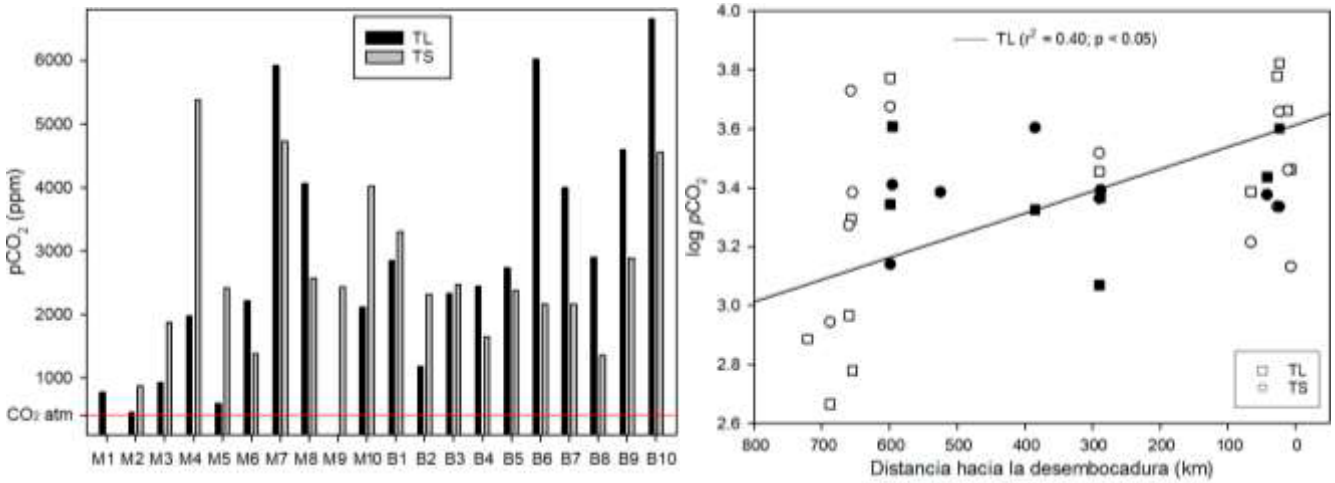

Figura 3. Concentración de pCO_2 (izquierda) y log pCO_2 (derecha) en la cuenca del río Usumacinta durante la TL (cuadrados) y TS (círculos).
El cauce principal se diferencia en ambas temporadas (relleno negro) de los afluentes (sin relleno).

Se observó una tendencia de incremento de la pCO_2 hacia la desembocadura durante la TL (Figura 3), con un valor máximo en Laguna Cometa (B10). El incremento río abajo de la pCO_2 es similar al patrón de variación espacial que presenta el C orgánico disuelto (COD) mencionado por Soria-Reinoso *et al*. (2019), lo cual se confirma por la elevada correlación entre el COD y pCO_2 ($r = 0.87$; $p < 0.001$) como sucede en otros ríos tropicales (Zou, 2016). Durante la TS no se observa este patrón longitudinal posiblemente por el efecto que ejerce la presencia de la cuña salina en las estaciones más cercanas a la desembocadura (B5-B10; Figura 1 y 3) donde aumenta la K_{25} mientras que disminuye la pCO_2 tal y como ha sido reportado para otros estuarios o ríos con influencia salina (*p.ej*., Aufdenkampe *et al*., 2011).

Actualmente, las mediciones directas de pCO_2 son escasas para los sistemas fluviales, por lo cual la aproximación para calcular la pCO_2 a partir de la temperatura, pH y AT es muy utilizada (Marx *et al*., 2017). Sin embargo, Abril *et al*. (2015) demostraron una sobreestimación de la pCO_2 calculada con respecto a las mediciones *in situ*, por tal motivo es necesario contar con mediciones directas de pCO_2 en sistemas fluviales mexicanos y en particular en el río Usumacinta, el más importante de México, para corroborar o corregir esta información.

Conclusiones

La presión parcial de CO_2 (pCO_2) en el río Usumacinta calculada a partir del pH y AT fluctuó entre 463 y 6655 ppm, con un promedio global para ambas temporadas de 2782 ± 1563 ppm, similar a lo reportado en diversos ríos tropicales, pero menor al promedio global estimado para ríos tropicales (3600 ppm). Todas las estaciones de la cuenca media y baja del río Usumacinta presentaron condiciones de sobresaturación de CO_2 con respecto al equilibrio atmosférico, lo cual indica que el río Usumacinta presenta un metabolismo heterotrófico y constituye un emisor neto de CO_2, sin diferencias significativas entre la temporada de lluvias y secas y tampoco entre la cuenca media y baja del río. Se observó una tendencia longitudinal de incremento de la pCO_2 hacia la desembocadura solamente en la TL, con un valor máximo en Laguna Cometa. En la TS, el valor máximo de pCO_2 se reportó en el río Tzendales, el cual tiene valores elevados de CID en ambas temporadas por su litología carbonatada. Se observó un efecto importante del aumento de la salinidad en la disminución de la pCO_2 durante la época de estiaje.

Agradecimientos

El presente trabajo recibió apoyo financiero del proyecto FORDECYT-CONACYT 273646 “Fortalecimiento de las capacidades científicas y tecnológicas para la gestión territorial sustentable de la Cuenca del río Usumacinta y su Zona Marina de Influencia (CRUZMI), así como su adaptación ante el cambio climático”, y del proyecto PAPIIT IN216818 “Flujos de carbono, nutrientes y sedimentos en un sistema lótico tropical”. La Fundación Natura y Ecosistemas Mexicanos AC apoyaron logísticamente durante la estancia en la Estación Biológica Chajul. Fermín S. Castillo-Sandoval colaboró con los análisis de laboratorio.

Literatura citada

Abril, G., S. Bouillon., F. Darchambeau., C. R. Teodoru., T. R. Marwick, F. Tamooh., F. O. Omengo., N. Geeraert., L. Deirmendjian., P. Polsenaere and and A. V. Borges. 2015. Technical note: Large overestimation of pCO_2 calculated from pH and alkalinity in acidic, organic-rich freshwaters. Biogeosciences 12:67-78 doi.org/10.5194/bg-12-67-2015.

Alcocer, J., M. Caballero., A. C. Ruiz-Fernández, L. A. Oseguera-Pérez., J. A. Sánchez-Cabeza., J. D. Cuevas-Lara y F. Soria-Reinoso. 2018. Base de datos de Carbono en cuerpos acuáticos epicontinentales de México. Elementos para Políticas Públicas 1:1-18.

Aufdenkampe, A. K., E. Mayorga., P. A. Raymond., J. M. Melack., S. C. Doney., S. R. Alin., R. E. Aalto and K. Yoo. 2011. Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans, and atmosphere. Frontiers in Ecology and the Environment 9:53-60 doi.org/10.1890/100014.

Baird, R. B., A. D. Eaton and E. W. Rice. 2017. Standard Methods For the Examination of Water and Wastewater. 23rd Edition. APHA/AWWA/WPCR. Washington, D.C.

Battin, T. J., S. Luyssaert., L A Kaplan., A. K. Aufdenkampe., A. Richter and L. J. Tranvik. 2009. The boundless carbon cycle. Nature Geoscience 2:598-600. doi: 10.1038 / ngeo618

Borges, A. V., F. Darchambeau., T. Lambert., C. Morana., G. H. Allen., E. Tambwe., A. Toengaho-Sembaito., T. Mambo., J. Nlandu-Wabakhangazi., J.-P. Descy., C. R. Teodoru and S. Bouillon. 2019. Variations in dissolved greenhouse gases (CO_2, CH_4, N_2O) in the Congo River network overwhelmingly driven by fluvial-wetland connectivity. Biogeosciences 16:3801-3834 doi.org/https://doi.org/10.5194/bg-16-3801-2019.

Butman, D., R. Striegl., S. Stackpoole, P. del Giorgio., Y. Prairie., D. Pilcher., P. Raymond., F. Paz-Pellat y J. Alcocer. 2018. Inland Waters. (pp. 568-595). *In*: Cavallaro, N., G. Shrestha., R. Birdsey., M. A. Mayes., R. G. Najar., S. C. Reed., P. Romero-Lankao and Z. Zhu (eds.). Second State of the Carbon Cycle Report (SOCCR2): A Sustained Assessment Report). U.S. Global Change Research Program. Washington, DC, USA. 878 p.

Cole, J. J., Y. T. Prairie., N. F. Caraco., W. H. McDowell., L. J. Tranvik., R. G. Striegl., C. M. Duarte., P. Kortelainen., J. A. Downing., J. J. Middelburg and J. Melack. 2007. Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. Ecosystems 10:171-184 doi.org/10.1007/s10021-006-9013-8.

Cuevas-Lara, D., Alcocer, J., Oseguera-Pérez, L. A., Soria-Reinoso, I., Guzmán, D., Merino-Ibarra, M., Ramirez-Zierold, J., Díaz-Valenzuela, J. 2019. Transporte de carbono inorgánico a lo largo del Río Usumacinta, SE México. (pp. 371–377). En: F. Paz, A. Velázquez, y M. Rojo (Eds.), Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2019. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Centro Nayarita de Innovación y Transferencia de Tecnología, Universidad Autónoma de Nayarit, Consejo de Ciencia y Tecnología del Estado de Nayarit y Stanford University- México. Texcoco, Estado de México, México.

de la Maza, J. 2015. Áreas Naturales Protegidas en la cuenca media del río Usumacinta. (pp. 69-75). En: Carabias, J., J. de la Maza, y R. Cadena (eds.). Conservación y desarrollo sustentable en la Selva Lacandona. 25 años de actividades y experiencias. Natura y Ecosistemas Mexicanos, A.C. D. F., México.

Hudson, P. F., D. A. Hendrickson., A. C. Benke., A. Varela-Romero., R. Rodiles-Hernández and W. L. Minckley. 2005. Rivers of Mexico. (pp. 1030–1084). *In*: Benke, A. C. and C. E. Cushing (eds.). Rivers of North America. Elsevier Inc. (Academic Press), San Diego, CA. 1144 p. doi.org/10.1016/B978-012088253-3/50026-2.

IPCC (The Intergovernmental Panel on Climate Change). 2013: "Resumen para responsables de políticas. En: Cambio Climático 2013: Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático". En: Stocker, T. F., D. Qin., G.-K. Plattner., M. B. Tignor., S. K. Allen., J. Boschung., A. Nauels., Y. Xia., V. Bex and P. M. Midgley (eds.). Cambridge University Press. Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.

Lauerwald, R., G. G. Laruelle., J. Hartmann., P. Ciais and P. A. G. Regnier. 2015. Spatial patterns in CO_2 evasion from the global river. Global Biogeochemical Cycles 29:534-554 doi.org/10.1002/2014GB004941.

Le Quéré, C., R. M. Andrew., P. Friedlingstein., S. Sitch., J. Pongratz., A. C. Manning., J. I. Korsbakken., G. P. Peters., J. G. Canadell., R. B. Jackson., T. A. Boden., P. P. Tans., O. D. Andrews., V. K. Arora., D. C. E. Bakker., L. Barbero., M. Becker., R. A. Betts., L. Bopp., F. Chevallier., L. P. Chini., P. Ciais., C. E. Cosca., J. Cross., K. Currie., T. Gasser., I. Harris., J. Hauck., V. Haverd., R. A. Houghton., C. W. Hunt., G. Hurtt., T. Ilyina., A. K. Jain., E. Kato., M. Kautz., R. F. Keeling., K. K. Goldewijk., A. Körtzinger., P. Landschützer., N. Lefèvre., A. Lenton., S. Lienert., I. Lima., D. Lombardozzi., N. Metzl., F. Millero., P. M. S. Monteiro., D. R. Munro., J. EMS Nabel., S. Nakaoka., Y. Nojiri., X. A. Padin., A. Peregon., B. Pfeil., D. Pierrot., B. Poulter., G. Rehder., J. Reimer., C. Rödenbeck., J. Schwinger., R. Séférian., I. Skjelvan., B. D. Stocker., H. Tian., B. Tilbrook., F. N. Tubiello., I. T. van der Laan-Luijkx., G. R. van der Werf., S. van Heuven., N. Viovy., N. Vuichard., A. P. Walker., A. J. Watson., A. J. Wiltshire., S. Zaehle and D. Zhu. 2018. Global Carbon Budget 2017. Earth System Science Data 10:405-448 doi.org/10.5194/essd-10-405-2018.

Lewis, E. L. and R. G. Perkin. 1981. The practical salinity scale 1978: conversion of existing data. Deep Sea Research 28:307-328 doi.org/10.1016/0198-0149(81)90002-9.

Marx, A., J. Dusek., J. Jankovec., M. Sanda., T. Vogel., R. van Geldern., J. Hartmann and J. A. C. Barth. 2017. A review of CO_2 and associated carbon dynamics in headwater streams: A global perspective. Reviews of Geophysics 55:560-585 doi.org/10.1002/2016RG000547.

Millero, F. J. 1979. The thermodynamics of the carbonate system in seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta 43:1651-1661 doi.org/10.1016/0016-7037(79)90184-4.

Millero, F. J., T. B. Graham., F. Huang., H. Bustos-Serrano and D. Pierrot. 2006. Dissociation constants of carbonic acid in seawater as a function of salinity and temperature. Marine Chemistry 100:80-94 doi.org/10.1016/j.marchem.2005.12.001.

NOAA (National Oceanic Atmospheric Administration). 2018. Global Monitoring Laboratory - Carbon Cycle Greenhouse Gases. https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/. (Consulta: junio 11, 2020).

Pierrot, D. E., L. Ernie and D. W. R. Wallace. 2006. MS Excel Program Developed for CO_2 System Calculations. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee. doi.org/10.3334/CDIAC/otg.CO2SYS_XLS_CDIAC105a.

Ran, L., X. X. Lu., H. Yang., L. Li., R. Yu., H. Sun and J. Han. 2015. CO_2 outgassing from the Yellow River network and its implications for riverine carbon cycle. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences 120:1334-1347 doi.org/10.1002/2015JG002982.

Raymond, P. A., J. Hartmann., R. Lauerwald., S. Sobek., C. McDonald., M. Hoover., D. Butman., R. Striegl., E. Mayorga., C. Humborg., P. Kortelainen., H. Dürr., M. Meybeck., P. Ciais and P. Guth. 2013. Global carbon dioxide emissions from inland waters. Nature 503:355-359 doi.org/10.1038/nature12760.

Reiman, J. H. and Y. J. Xu. 2019. Dissolved carbon export and CO_2 outgassing from the lower Mississippi River – Implications of future river carbon fluxes. Journal of Hydrology 578:1-13 doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124093.

Saavedra-Guerrero, A., D. M. López-López y L. A. Castellanos-Fajardo. 2015. Descripción del medio físico de la cuenca media del río Usumacinta en México. (pp. 19-34). En: Carabias, J., J. de la Maza, y R. Cadena (eds.). Conservación y desarrollo sustentable en la Selva Lacandona. 25 años de actividades y experiencias. Natura y Ecosistemas Mexicanos, A.C. D. F., México.

Sawakuchi, H. O., V. Neu., N. D. Ward., M. de L. C. Barros., A. M. Valerio., W. Gagne-Maynard., A. C. Cunha., D. F. S. Less., J. E. M. Diniz., D. C. Brito., A. V. Krusche and J. E. Richey. 2017. Carbon Dioxide Emissions along the Lower Amazon River. Frontiers in Marine Science 4:1-12 doi.org/10.3389/fmars.2017.00076.

Soares-Moraes, D. y A. García-García. 2017. La cuenca del río Usumacinta desde la perspectiva del cambio climático. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. Jiutepec, Morelos, México. 422 p.

Soria-Reinoso, I., Alcocer, J., Oseguera-Pérez, L. A., Cuevas-Lara, D., y Cortés, D. 2019. Concentración y flujo de carbono orgánico a lo largo del río Usumacinta, México. (pp. 288–296). En: F. Paz, A. Velázquez, y M. Rojo (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2019. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Centro Nayarita de Innovación y Transferencia de Tecnología, Universidad Autónoma de Nayarit, Consejo de Ciencia y Tecnología del Estado de Nayarit y Stanford University-México. Texcoco, Estado de México, México.

Syvitski, J. P. M., S. Cohen., A. J. Kettner and G. R. Brakenridge. 2014. How important and different are tropical rivers? - An overview. Geomorphology 227:5-17 doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.02.029.

Tranvik, L. J., J. J. Cole and Y. T. Prairie. 2018. The study of carbon in inland waters - from isolated ecosystems to players in the global carbon cycle. Limnology and Oceanography letters 3:41-48 doi.org/10.1002/lol2.10068.

Yao, G., Q. Gao., Z. Wang, X. Huang, T. He., Y. Zhang., S. Jiao and J. Ding. 2007. Dynamics of CO2 partial pressure and CO2 outgassing in the lower reaches of the Xijiang River, a subtropical monsoon river in China. Science of the Total Environment 376:255-266 doi.org/10.1016/j.scitotenv.2007.01.080.

Zou, J. 2016. Sources and Dynamics of Inorganic Carbon within the Upper Reaches of the Xi River Basin, Southwest China. PLoS ONE 11:1-19 doi.org/10.1371/journal.pone.0160964.

3.2. Carbono orgánico disuelto en dos lagos tropicales de alta montaña, El Sol y La Luna, Nevado de Toluca

Aucancela Renato[1]; Alcocer Javier[2]; Soria-Reinoso Ismael[1]; Oseguera Luis A.[2] e Ibarra Diana[1]

[1]Programa de Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México. Av. Universidad 3000, Delegación Coyoacán, C.P. 04510, Ciudad de México.
[2]Grupo de Investigación en Limnología Tropical, FES Iztacala, Universidad Nacional Autónoma de México. Av. de los Barrios 1, Los Reyes Iztacala, C.P. 54090, Tlalnepantla, Estado de México.
Autor para correspondencia: jalcocer@unam.mx

Resumen

El Sol y La Luna son los únicos lagos de alta montaña en México. Para constituir ecosistemas centinelas de cambio climático a nivel regional es preciso conocer, entre otras características, la dinámica del C en sus aguas. Por lo anterior, el objetivo de este estudio fue evaluar la dinámica temporal a lo largo de un ciclo anual de la concentración de carbono orgánico disuelto (COD) en los lagos El Sol y La Luna. La concentración de COD en El Sol fluctuó de 2.4 a 5.2 mg L^{-1} y en La Luna de 0.2 a 0.7 mg L^{-1}. El COD en El Sol fue ~8 veces mayor (3.3±0.7 mg L^{-1}) que en La Luna (0.4±0.1 mg L^{-1}), posiblemente debido que el primero presenta condiciones de oligotrofia en comparación con la ultraoligotrofía de La Luna, así como un área de captación ~9 veces mayor. Esto, sumado a varios factores, como mayor presencia de ganado de campo, turistas e introducción de la trucha arcoíris (*Oncorhynchus mykiss*) en El Sol, favorecería el incremento en la productividad y concentración de COD. El COD presentó sus valores máximos en abril a inicios de la temporada de lluvias, lo cual podría tener su explicación en el mayor arrastre de materia orgánica del área de drenaje. La baja concentración de COD de El Sol y La Luna corresponde a los lagos de alta montaña transparentes, fríos, de pH ácido, con bajo contenido de sales minerales y nutrientes y su baja productividad primaria.

Palabras clave: *COD; Nevado de Toluca; Estado de México.*

Abstract

El Sol y La Luna are the unique high mountain lakes in Mexico. To constitute sentinel ecosystems of climate change at the regional level, it is necessary to know, among other characteristics, the dynamics of C in their waters. The aim of this study was to evaluate the temporal dynamics over an annual cycle of dissolved organic carbon (DOC) concentration in lakes El Sol and La Luna. The DOC concentration in El Sol ranged from 2.4 to 5.2 mg L^{-1} and in La Luna from 0.2 to 0.7 mg L^{-1}. DOC in El Sol was ~8 times higher (3.3±0.7 mg L^{-1}) than in La Luna (0.4±0.1 mg L^{-1}), possibly associated to the oligotrophic conditions of the former compared to the ultraoligotrophic La Luna, and its ~9 times greater catchment area. This, in addition to several factors, such as increased presence of cattle, tourists, and the rainbow trout (*Oncorhynchus mykiss*) introduction in El Sol, that favor the increase in the productivity and DOC concentrations. DOC displayed peak values in April at the beginning of the rainy season, which could have its explanation in the increased leaching of organic matter from the drainage area. The low concentration of DOC in El Sol and La Luna corresponds to clear water, cold, acidic high mountain lakes, with low mineral salts and nutrients content and low primary productivity.

Key words: *DOC; Nevado de Toluca; Mexico.*

Introducción

Los lagos de alta montaña (LAM) se encuentran por encima de la cota de crecimiento de la vegetación arbórea (*timberline*), esto es, sobre los 3000 m s. n. m. en latitudes tropicales, razón por la cual la mayoría se ubican en la zona de los Andes, en menor cantidad en el este de África y otros pocos en las montañas más elevadas de Centroamérica (Lewis, 1996). Debido a que la mayoría de los LAM son someros, presentan una circulación frecuente y un régimen térmico más uniforme durante todo el año, razón por la cual, se los denomina polimícticos (Löffer, 1972). Además, se caracterizan por tener aguas poco mineralizadas (baja conductividad eléctrica), pH ácido y concentraciones de materia orgánica reducida (Sommaruga, 2001). Por las características mencionadas, los LAM son considerados como centinelas de cambio climático global debido a su alta sensibilidad a los variables ambientales, ya sea cambios en el paisaje o en la atmósfera circundante (Carpenter *et al*., 2007; Pham *et al*., 2008; Williamson *et al*., 2008).

Los sistemas acuáticos, aunque representan una pequeña fracción de la superficie del planeta, llevan a cabo un papel crítico en el ciclo global del C (Le Quéré *et al*., 2015). El carbono orgánico disuelto (COD) es un importante indicador de la estructura y función de los ecosistemas acuáticos. Existen dos tipos de COD: el COD alóctono que surge de la producción y lixiviación de materia orgánica del suelo hacia los lagos y el COD autóctono que proviene de la productividad *in situ* (fitoplancton y macrófitas) del lago (*e.g.*, Rasmussen *et al*., 1989; Kortelainen, 1993; Xenopoulos *et al*., 2003). El COD representa un almacén importante de material orgánico en los lagos, pues sustenta los procesos heterotróficos y afecta procesos biogeoquímicos claves en el ciclo del C (Cole *et al*., 2007). Además, los mecanismos relacionados con el cambio global (*p.ej.*, eventos climáticos extremos, cambio de uso de suelo y eutrofización) son responsables de las variaciones de las concentraciones de COD en sistemas acuáticos (Godin *et al*., 2017).

Desafortunadamente, debido a la escasa información sobre almacenes de C en aguas epicontinentales mexicanas (Alcocer *et al*., 2019) y el desconocimiento de éstos en particular en los LAM, es imperante la necesidad de reconocer la concentración y dinámica anual de COD en El Sol y La Luna, los únicos lagos dos lagos de alta montaña en México, con el fin de poder ser utilizados como centinelas de cambio regional y climático .

Materiales y Métodos

Área de estudio

El volcán Nevado de Toluca se encuentra ubicado en el Estado de México (19°06´35´´N y 99°45´19´´O), alcanza una altitud de 4680 m s. n. m. La zona tiene un clima frío de alta montaña, con una precipitación anual de 1227 mm (período 1951-2010; estación 15062 Nevado Toluca; SMN, 2018) y temperatura media de 4.3 °C (Alcocer *et al*., 2004). Dentro de su cráter se encuentran ubicados dos LAM: El Sol y La Luna a 4200 m s. n. m. (Figura 1). El Sol tiene una superficie de 237 321 m^2 con una profundidad promedio de 6 m y máxima de 15 m. Por otro lado, La Luna tiene una superficie de 31 083 m^2, una profundidad media de 10 m y máxima de 6 m. Estos lagos son polimícticos cálidos discontinuo El Sol y continuo La Luna (Alcocer *et al*., 2020).

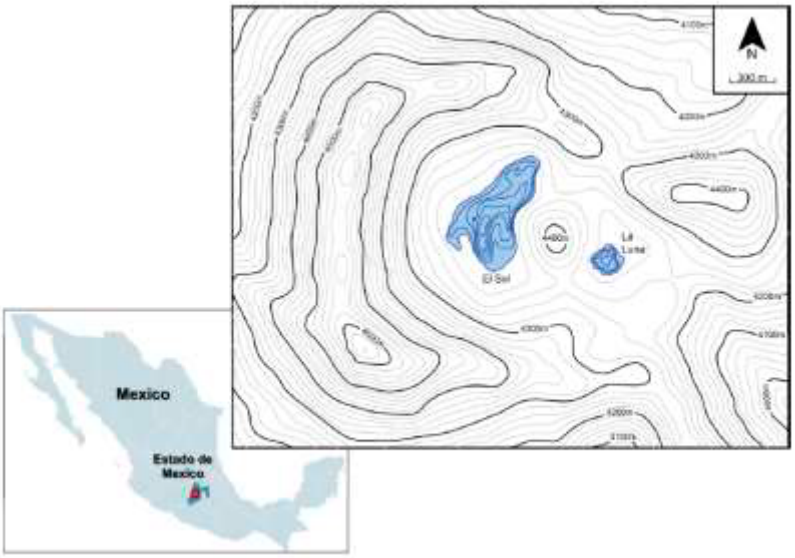

Figura 1. Ubicación geográfica de los LAM El Sol y La Luna con curvas de nivel.
Modificado de Alcocer *et al*. 2020.

Metodología

Se llevaron a cabo muestreos mensuales en la zona central y más profunda de cada lago a lo largo de un ciclo anual (septiembre 2017- septiembre 2018). Se registraron *in situ* a lo largo de la columna de agua (resolución vertical = 1 m) la temperatura, pH, conductividad eléctrica estandarizada a 25 °C (K_{25}) y oxígeno disuelto (OD) utilizando una sonda multiparamétrica Hydrolab Datasonde 5.

Se obtuvieron dos muestras de agua integradas para cada lago con una botella muestreadora de agua de 5 L marca Uwitec. Para obtener la concentración de COD, se tomaron dos submuestras de 60 mL de agua, las cuales se filtraron a través de un filtro Whatman GF/F previamente calcinado; las muestras de agua se fijaron de inmediato con ácido fosfórico al 40%. La concentración de COD se midió en un analizador Shimadzu TOC-L por el método de combustión a alta temperatura de compuestos de CO no purgables (Dickson *et al*., 2007) en el Center for Marine Science, University of North Carolina en Wilmington.

Los datos de los parámetros fisicoquímicos y la concentración de COD se analizaron estadísticamente en el software SigmaPlot 12.0 mediante análisis t-student para identificar diferencias significativas entre lagos y de manera temporal (anual). Se realizaron correlaciones de Spearman para evaluar la correlación de COD de cada lago y las variables fisicoquímicas, así como de manera global (El Sol y La Luna).

Resultados y Discusión

Variables fisicoquímicas

Se encontraron diferencias temporales significativas ($p<0.05$) en las variables fisicoquímicas (temperatura, OD, pH y K_{25}) para El Sol y La Luna a lo largo del período anual. El OD ($t=200.0$; $p<0.005$), el pH ($t=-5.6$; $p<0.001$) y la K_{25} ($t=78.0$; $p<0.001$) fueron significativamente mayores en El Sol que en La Luna. Solamente la temperatura no presentó diferencias significativas entre los lagos ($p>0.05$) (Cuadro 1). Esto es similar a lo que menciona Ibarra *et al*. (2015) para el período 2006-2007, en donde se encontraron variaciones importantes en el pH, OD y K_{25} con diferencias significativas a escala anual, con excepción de la temperatura que mostró una tendencia homogénea para ambos lagos.

Cuadro 1. Parámetros fisicoquímicos medidos en los lagos El Sol y La Luna para el período anual (septiembre 2017-septiembre 2018).

	El Sol				La Luna			
	Temp °C	OD mg L^{-1}	pH	K_{25} µS cm^{-1}	Temp °C	OD mg L^{-1}	pH	K_{25} µS cm^{-1}
Mín.	6.1	5.9	5.2	41.0	5.8	6.3	4.0	9.7
Máx.	11.9	8.6	9.6	55.6	11.9	7.5	7.0	13.6
Prom.	9.6	7.6	7.9	48.8	9.4	6.9	5.3	11.3
d.e.	1.8	0.7	1.4	3.6	1.9	0.3	0.8	1.1

Temp = temperatura, OD = oxígeno disuelto, pH = potencial hidrógeno, K_{25} = conductividad eléctrica estandarizada a 25ºC, Mín. = mínimo, Máx. = máximo, Prom. = promedio, d.e. = Desviación estándar.

Carbono Orgánico Disuelto

El promedio anual de COD para El Sol fue 3.3±0.7 mg L^{-1} (2.4-5.2 mg L^{-1}), mientras que para La Luna fue 0.4±0.1 mg L^{-1} (0.2-0.7 mg L^{-1}), con diferencias significativas (t=220.0; p<0.001) entre ambos. Las mayores concentraciones de COD tanto para El Sol (5.2±0.02 mg L^{-1}) como La Luna (0.7±0.07 mg L^{-1}) se presentaron en el mes de abril de 2018, que, de acuerdo al SMN (2018); estación Nevado de Toluca 15062) corresponde al inicio de las precipitaciones para el año de estudio. Por otra parte, la concentración mínima de COD para El Sol se presentó en mayo de 2018 con 2.4±0.02 mg L^{-1} y para La Luna en septiembre de 2017 con 0.2±0.03 mg L^{-1} (Figura 2). Solamente se encontró una correlación significativa entre el COD y la temperatura (r=-0.6; p<0.05) en La Luna; sin embargo, considerando ambos lagos para el período de análisis se observaron correlaciones positivas entre la concentración de COD y OD (r=0.6; p<0.001), pH (r=0.7; p<0.001) y K_{25} (r=0.7; p<0.001). Solamente la temperatura no presentó correlaciones significativas (p>0.05) con el COD al considerar ambos lagos.

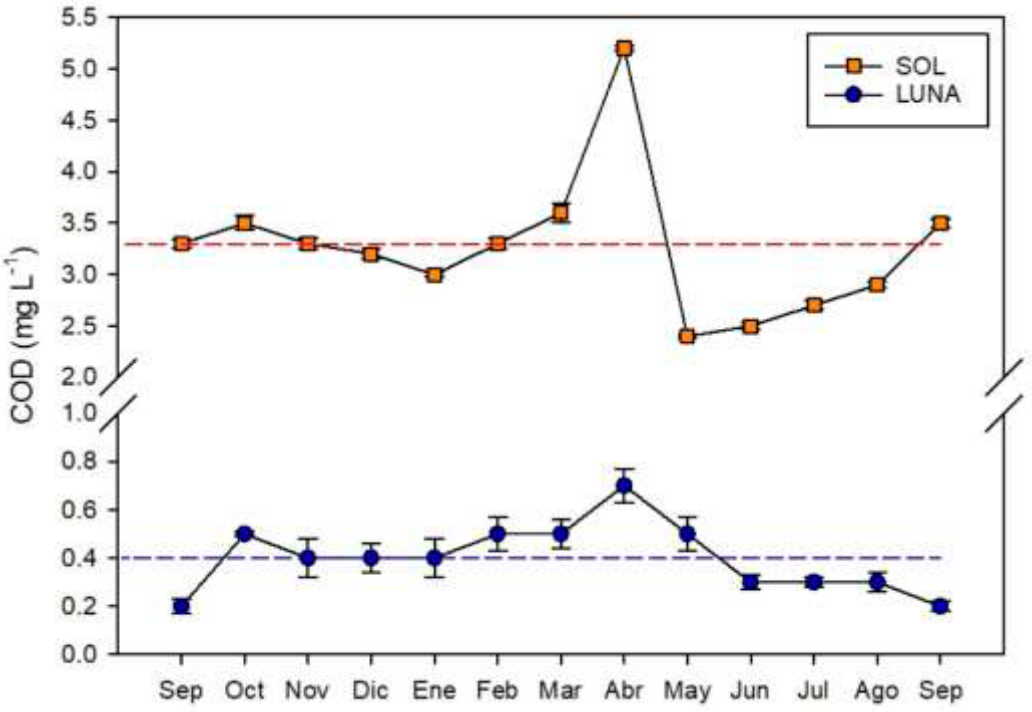

Figura 2. Concentraciones de COD (±d.e.) en mg L^{-1} en los lagos El Sol y La Luna para el período anual (septiembre 2017-septiembre 2018).
La línea discontinua naranja corresponde al promedio de COD para El Sol y la azul para La Luna.

Las concentraciones de COD en el lago El Sol superiores al promedio se presentaron en los meses de octubre (2017) y marzo-abril (2018) y las concentraciones inferiores al promedio corresponden a los meses de diciembre (2017), enero y mayo-agosto (2018). Los meses de septiembre, noviembre (2017) y febrero (2018) coinciden con el promedio (Figura 1). Estos valores no presentan una estacionalidad definida para el período de estudio, en donde, según el SMN (2018), se presentan dos temporadas al año: lluvias (abril-octubre) y secas (noviembre a marzo), con un máximo de precipitaciones en septiembre.

Las concentraciones de COD en La Luna por encima del promedio se registraron en octubre (2017) y febrero-mayo (2018) y las que se localizaron por debajo de la media se presentaron en septiembre (2017) y junio-septiembre (2018). Los meses noviembre-diciembre (2017) y enero (2018) fueron similares a la media (Figura 1). De la misma manera que en El Sol, no se pudo determinar una estacionalidad definida de COD para La Luna, sin embargo, se presenta una menor variación anual en La Luna (11.3%) que en El Sol (41.6%).

De acuerdo con Sobek *et al*. (2007), eventos climáticos extremos afectan tanto a la producción como a la movilización de C orgánico del suelo y al equilibrio hidrológico de los lagos y, por lo tanto, desempeña un papel importante en la regulación de las concentraciones del COD en los cuerpos lénticos (Sobek *et al*., 2007). Este hecho ayudaría a corroborar la premisa de que se encontraron las mayores concentraciones de COD en el primer evento de precipitaciones (abril de 2018) para el período de estudio (SMN, 2018), lo cual implicaría un mayor arrastre y lavado de materia orgánica de la zona circundante.

La concentración de COD para El Sol fue ~8 veces mayor que en La Luna, esto es posiblemente debido a varios factores: i) la superficie de El Sol es ~9 veces mayor que La Luna, lo cual podría tener una incidencia en la proporción área de drenaje/área del lago. Esto es similar a lo que mencionan Sobek *et al*. (2007), que encontraron una correlación positiva entre la proporción área de drenaje/área del lago con la concentración de COD para ciertas regiones globales. Sin embargo, se encontró que existe una correlación negativa entre el área del lago y la concentración de COD para el estudio de 7514 lagos a nivel mundial (Sobek *et al*., 2007). ii) es probable que la fuente alóctona de COD en El Sol sea mayor que en La Luna debido a la mayor presencia de ganado nativo (de campo), así como la gran afluencia de turistas debido a su fácil accesibilidad (Alcocer *et al*., 2020) y iii) la presencia en El Sol de trucha arcoiris (*Oncorhynchus mykiss;* Cuna *et al*., 2015). En conjunto estas 3 condiciones podrían tener una relación directa entre el COD y la productividad de cada lago (El Sol: oligotrófico; La Luna: ultraoligotrófico) (Song *et al*., 2018), incrementando así los valores de COD en El Sol.

Los lagos El Sol y La Luna presentaron un comportamiento similar a LAM de los Alpes Austríacos cuyos rangos de COD varían entre 0.3 a 2.5 mg L^{-1} (Sommaruga *et al*., 1999). Además, el promedio de COD para ambos lagos es menor a la media global (7.6 mg L^{-1}) obtenida del estudio de 7514 lagos (Sobek *et al*., 2007) pero similar a los lagos oligotróficos de China (2.4 mg L^{-1}) (Song *et al*., 2018). En general, existen pocos estudios que reporten datos de COD en lagos mexicanos (Alcocer *et al*., 2019) sin embargo, los datos de COD para El Sol y La Luna son menores a los reportados en el lago Alchichica (4.0 – 4.7 mg L^{-1}), un lago oligotrófico tropical profundo de México.

Conclusiones

Los rangos de COD para El Sol fluctuaron de 2.4 a 5.2 mg L^{-1} y en La Luna de 0.2 a 0.7 mg L^{-1}. El COD en El Sol es ~8 veces mayor (3.3±0.7 mg L^{-1}) que en La Luna (0.4±0.1 mg L^{-1}), posiblemente debido a que El Sol presenta condiciones de oligotrofia en comparación con La Luna (ultraoligotrofía) y el área de captación del primero es ~9 veces mayor. Esto, sumado a la introducción de trucha arcoíris (*Oncorhynchus mykiss*) y mayor impacto de turismo y ganado nativo en El Sol, potencialmente incremente la productividad y consecuentemente la concentración de COD. El COD en ambos lagos presentó valores máximos en el mes de abril de 2018, que corresponde a las primeras lluvias de la temporada (septiembre 2017-septiembre 2018), lo cual podría tener su explicación en el mayor arrastre

de materia orgánica del área de drenaje. Los valores de COD en El Sol y La Luna son menores a los reportados para otros lagos mexicanos correspondientes a su estado trófico pero similares a otros LAM transparentes, fríos, de pH ácido, con bajo contenido de sales minerales y nutrientes y baja productividad primaria.

Agradecimientos

Al programa Fondo Sectorial de Investigación Ambiental SEMARNAT-CONACYT a través del proyecto 262970 “Los Lagos del Nevado de Toluca, México: Centinelas para la detección y análisis de la vulnerabilidad socio-ecosistémica ante los impactos del cambio ambiental global”, al Programa de Investigación en Cambio Climático (PINCC), UNAM a través del proyecto 2012-2014 “Los lagos del Nevado de Toluca, México: centinelas para la detección y análisis del cambio ambiental global” y a la DGAPA, UNAM, a través del proyecto ES209301 “Lagos de alta montaña en México. Estudio de la factibilidad para considerar los lagos del Nevado de Toluca, México, como sitios de referencia para la detección y análisis del cambio climático global (Global Environmental Change)”. A la Comisión Estatal de Parques Naturales y de la Fauna de la Secretaría de Ecología, Gobierno del Estado de México, que proporcionó el permiso para llevar a cabo esta investigación científica en el Área de Protección de Flora y Fauna Nevado de Toluca.

Literatura citada

Alcocer, J., J. Roberson., L. A. Oseguera and W. M. Lewis Jr. 2020. Rhythmic episodes of heating and cooling control thermal stratification of two tropical high mountain lakes. Aquatic Sciences 82:1-11.

Alcocer, J., L. A. Oseguera., E. Escobar., L. Peralta and A. Lugo. 2004. Phytoplankton biomass and water chemistry in two high-mountain Tropical Lakes in central Mexico. Arctic, Antarctic, and Alpine Research 36:342–346.

Alcocer, J., M. Caballero., A. C. Ruiz-Fernández., L. A. Oseguera-Pérez., J. A. Sánchez-Cabeza., J. D. Cuevas-Lara e I. F. Soria-Reinoso .2019. Ecosistemas Acuáticos Epicontinentales. (pp. 285-313). En: Paz-Pellat, F., J. M. Hernández-Ayón., R. Sosa-Ávalos y A. S. Velázquez-Rodríguez (eds.). Estado del Ciclo del Carbono: Agenda Azul y Verde. Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, México. 716 p.

Carpenter. S. R., B. J. Benson., R. Biggs., J. W. Chipman., J. A. Foley., S. A. Golding., R. B. Hammer., P. C. Hanson., P. T. J. Johnson., A. M. Kamarainen., T. K. Kratz., R. C. Lathrop., K. D. McMahon., B. Provencher., J. A. Rusak., C. T. Solomon., E. H. Stanley., M. G. Turner., M. J. Vander-Zanden., C.-H. Wu. and H. Yuan. 2007. Understanding Regional Change: A Comparison of Two Lake Districts. Bioscience 57:323-335.

Cole, J. J., Y. T. Prairie., N. F. Caraco., W. H. McDowell., L. J. Tranvik., R. G. Striegl., C. M. Duarte., P. Kortelainen., J. A. Downing., J. J. Middelburg and J. Melack. 2007. Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. Ecosystems 10:171-184 doi.org/10.1007/s10021-006-9013-8.

Cuna, E., M. Caballero., E. Zawisza y C. Ruiz. 2015. Historia ambiental de un lago alpino en el centro de México (1230-2010). TIP Revista Especializada en Ciencias Químico-Biológicas 18:97-106.

Dickson, A. G., C. L. Sabine and J. R. Christian (eds.). 2007. Guide to Best Practices for Ocean CO2 Measurements. PICES Special Publication 3. North Pacific Marine Science Organization. Canada. 191 p.

Godin, P., R. W. Macdonald., Z. Z.A. Kuzyk., M. A. Goñi and G. A. Stern. 2017. Organic matter compositions of rivers draining into Hudson Bay: Present-day trends and potential as recorders of future climate change. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences 122:1848-1869.

Ibarra, D., J. Alcocer., L. Oseguera y M. Merino-Ibarra. 2015. Dinámica limnológica estacional e interanual de dos lagos tropicales de alta montaña en el centro de México. (pp.135-143). En: J. Alcocer., M. Merino-Ibarra y E. Escobar-Briones (eds.). Tendencias de investigación en Limnología tropical: Perspectivas universitarias en Latinoamérica. Asociación Mexicana de Limnología, A.C., Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, y Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología. México.

Kortelainen, P. 1993. Content of Total Organic Carbon in Finnish Lakes and Its Relationship to Catchment Characteristics. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences 50:1477-1483.

Le Quéré, C., R. Moriarty., R. M. Andrew., G. P. Peters., P. Ciais., P. Friedlingstein., S. D. Jones., S. Sitch., P. Tans., A. Arneth., T. A. Boden., L. Bopp., Y. Bozec., J. G. Canadell., L. P. Chini., F. Chevallier., C. E. Cosca., I. Harris., M. Hoppema., R. A. Houghton., J. I. House., A. K. Jain., T. Johannessen., E. Kato., R. F. Keeling., V. Kitidis., K. K. Goldewijk., C. Koven., C. S. Landa., P. Landschützer., A. Lenton., I. D. Lima., G. Marland., J. T. Mathis., N. Metzl., Y. Nojiri., A. Olsen., T. Ono., S. Peng., W. Peters., B. Pfeil., B. Poulter., M. R. Raupach., P. Regnier., C. Rödenbeck., S. Saito., J. E. Salisbury., U. Schuster., J. Schwinger., R. Séférian., J. Segschneider., T. Steinhoff., B. D. Stocker., A. J. Sutton., T. Takahashi., B. Tilbrook., G. R. van der Werf., N. Viovy., Y.-P. Wang., R. Wanninkhof., A. Wiltshire and N. Zeng. 2015. Global Carbon Budget 2014. Earth System Science Data 7:47-85.

Lewis, W. M. 1996. Tropical lakes: how latitude makes a difference. (pp. 43-64.). *In:* Schiemer, F. and K. T. Boland (eds.). Perspectives in Tropical Limnology. SPB Academic Publishing. Amsterdam.

Löffler, H. 1972. Contribution to the Limnology of High Montain Lakes in Central America. Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie 57:397-408.

Pham, S. V., P. R. Leavitt., S. McGowan and P. Peres-Neto. 2008. Spatial variability of climate and land-use effects on lakes of the northern Great Plains. Limnology and Oceanography 53:728–742.

Rasmussen, J. B., L. Godbout and M. Schallenberg. 1989. The humic content of lake water and its relationship to watershed and lake morphometry. Limnology and Oceanography 34:1336-1343.

SMN (Servicio Meteorológico Nacional). 2018. Servicio Meteorológico Nacional. https://smn.conagua.gob.mx/es/ (Consulta: junio 05, 2020).

Sobek, S., L. J. Tranvik., Y. T. Prairie., P. Kortelainen and J. J. Cole. 2007. Patterns and regulation of dissolved organic carbon: An analysis of 7,500 widely distributed lakes. Limnology and Oceanography 52:1208-1219.

Sommaruga, R. 2001. The role of solar UV radiation in the ecology of alpine lakes. Journal of Photochemistry and Photobiolgy B: Biology 62:35-42.

Sommaruga, R., R. Psenner., E. Schafferer., K. A. Koinig and S. Sommaruga-Wögrath. 1999. Dissolved Organic Carbon Concentration and Phytoplankton Biomass in High-mountain Lakes of the Austrian Alps: Potential Effect of Climatic Warming on UV Underwater Attenuation. Arctic, Antarctic, and Alpine Research 31:247-253.

Song, K., Z. Wen., Y. Shang., H. Yang., L. Lyu., G. Liu., C. Fang., J. Du and Y. Zhao. 2018. Quantification of dissolved organic carbon (DOC) storage in lakes and reservoirs of mainland China. Journal of Environmental Management 217:391–402.

Williamson, C. E., W. Doods., T. K. Kratz and M. A. Palmer. 2008. Lakes and streams as sentinels of environmental change in terrestrial and atmospheric processes. Frontiers in Ecology and the Environment 6:247-254.

Xenopoulos, M. A., D. M. Lodge., J. Frentress., T. A. Kreps., S. D. Bridgham., E. Grossman and C. J. Jackson. 2003. Regional comparisons of watershed determinants of dissolved organic carbon in temperate lakes from the Upper Great Lakes region and selected regions globally. Limnology and Oceanography 48:2321-2334.

3.3. Morfometría y estado trófico determinan la biomasa de los macroinvertebrados bentónicos en lagos kársticos tropicales

Jiménez-Sánchez Elías[1]; Alcocer Javier[2]; Cortés-Guzmán Daniela[1] y Oseguera Luis A.[2]

[1]Programa de Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México. Av. Universidad 3000, Delegación Coyoacán, C. P. 04510, Ciudad de México.
[2]Grupo de Investigación en Limnología Tropical, FES Iztacala, Universidad Nacional Autónoma de México. Av. de los Barrios 1, Los Reyes Iztacala, C. P. 54090 Tlalnepantla, Estado de México.
Autor para correspondencia: eliasjimenez@ciencias.unam.mx

Resumen

Los lagos del noroeste del Parque Nacional "Lagunas de Montebello", Chiapas, presentan un proceso de eutrofización antropogénica, mientras que los lagos de la porción sureste permanecen conservados (oligotróficos). Se evaluó la respuesta de la biomasa de la comunidad de macroinvertebrados bentónicos (MIB) a la eutrofización comparando lagos impactados (eutróficos) con no impactados (oligotróficos). El contenido de materia orgánica y carbono elemental de los sedimentos fue mayor en los lagos no impactados que en los impactados, sugiriendo que el carbono de fuentes alóctonas supera al de fuentes autóctonas. La biomasa promedio global de los MIB fue de 43.4 ± 72.6 mg C m^{-2}, variando ampliamente entre 0.4 ± 0.7 mg C m^{-2} (lago profundo y oligotrófico) y 229.6 ± 53.5 mg C m^{-2} (lago somero y mesotrófico). Aunque no se encontraron diferencias estadísticas en la biomasa de los MIB entre lagos impactados (81.47 ± 114.45 mg C m^{-2}) y no impactados (24.3 ± 34.05 mg C m^{-2}), sí fue significativamente superior en los lagos someros (122.42 ± 122.68 mg C m^{-2}) respecto a los profundos (20.76 ± 32.12 mg C m^{-2}). Esto indica que la biomasa de MIB no es una función directa del estado trófico, sino que es determinada por múltiples variables entre las que la morfometría lacustre (*p.ej.*, profundidad) es relevante al influir sobre el patrón térmico de los lagos (circulación y estratificación) que a su vez determina, entre otras variables, la concentración de oxígeno disuelto.

Palabras clave: *Parque Nacional "Lagunas de Montebello"; Chiapas; México; eutrofización.*

Abstract

The northwest lakes of the "Lagunas de Montebello" National Park, Chiapas, are anthropically eutrophic, while those on the southeast remain oligotrophic. The biomass response of the benthic macroinvertebrates (BMI) community to eutrophication was evaluated by comparing impacted (eutrophic) and non-impacted (oligotrophic) lakes. The organic matter and elemental carbon content of the sediments were higher in the non-impacted than in the impacted lakes, suggesting allochthonous carbon sources exceed autochthonous sources. The global average biomass of the BMI was 43.4 ± 72.6 mg C m^{-2}, ranging widely between 0.4 ± 0.7 mg C m^{-2} (in a deep, oligotrophic lake) and 229.6 ± 53.5 mg C m^{-2} (in a shallow, mesotrophic lake). Although no statistical differences were found in the biomass of the BMI between impacted (81.47 ± 114.45 mg C m^{-2}) and non-impacted lakes (24.3 ± 34.05 mg C m^{-2}), biomass was significantly higher in shallow (122.42 ± 122.68 mg C m^{-2}) with respect to deep lakes (20.76 ± 32.12 mg C m^{-2}). This indicates that the BMI biomass is not a direct function of the trophic state, but is determined by multiple variables among which lake morphometry (*e.g.*, depth) is relevant by defining the thermal pattern of the lakes (circulation and stratification), which in turn determines, among other variables, the concentration of dissolved oxygen.

Key words: *"Lagunas de Montebello" National Park; Chiapas; Mexico; eutrophication*.

Introducción

El incremento de la productividad primaria ocasionado por un aumento (natural o antropogénico) en la cantidad de nutrientes disponibles en un sistema acuático, la eutrofización, provoca alteraciones en los componentes del ecosistema (Dokulil y Teubner, 2011). En particular, la comunidad de macroinvertebrados bentónicos (MIB) suele presentar cambios en sus parámetros estructurales como la riqueza y composición, densidad, biomasa y diversidad (Jenderedjian *et al.*, 2012; Caires *et al.*, 2013), razón por la cual son considerados bioindicadores (Barbola *et al.*, 2011). Los MIB desempeñan un rol importante en los ecosistemas acuáticos ya que intervienen en los ciclos de materia y energía del ecosistema; en particular, la biomasa de los MIB representa un almacén de carbono y energía que es transferida hacia niveles tróficos superiores (Rivera-Usme *et al.*, 2015).

La estimación de la biomasa es esencial para entender múltiples aspectos de índole ecológico que van desde el nivel organismo hasta el nivel ecosistema (Benke *et al.* ¸1999); así, la información proporcionada por la biomasa de MIB permite el estudio y modelado de fenómenos como la producción y crecimiento animal, el flujo de energía, entre otros (Miyasaka *et al.*, 2008). A pesar de que la biomasa de MIB brinda información muy valiosa en los estudios limnológicos, la mayoría de los trabajos sobre las respuestas de las comunidades bentónicas ante la perturbación se limitan a aportar datos de abundancias, siendo poco frecuente la inclusión de esta variable biológica (Clarke y Knoechel, 2010). Por lo anterior, el presente estudio reporta la biomasa de las comunidades de MIB de la zona profunda de un grupo de lagos (someros, profundos, oligotróficos, eutróficos) del Parque Nacional "Lagunas de Montebello", Chiapas, analizando el efecto que ejerce la eutrofización sobre la biomasa de las comunidades de MIB.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El Parque Nacional "Lagunas de Montebello" (PNLM) se ubica en el sur-sureste del estado de Chiapas, en los municipios Independencia y La Trinitaria (CONANP y SEMARNAT, 2007), dentro de la subcuenca del Río Grande de Comitán, perteneciente a la Región Hidrológica Nacional No. 30 "Grijalva-Usumacinta" (CONANP, 2009). Se sitúa sobre un complejo de rocas carbonatadas que abarcan desde la porción sur del Estado de Chiapas hasta Guatemala; los procesos kársticos (disolución de las rocas) y tectónicos han dado paso a una gran heterogeneidad geomorfológica en el PNLM (Durán *et al.*, 2014).

Los lagos de la porción noroeste del PNLM son alimentados por el Río Grande de Comitán y su principal conexión es de tipo superficial. En contraste, los lagos de la porción sureste presentan una alimentación principalmente subterránea (Galicia, 2012). En general, los lagos del NW se encuentran impactados por un proceso de eutrofización derivado del cambio de uso de suelo a actividades agrícolas y asentamientos urbanos, mientras que los lagos de la porción SE se mantienen oligotróficos y están rodeados por bosques (Maya, 2017).

Metodología

Se seleccionaron nueve lagos del PNLM que incluyen sistemas impactados (eutróficos), no impactados (oligotróficos), someros y profundos (Cuadro 1).

Cuadro 1. Características morfométricas y clasificación por profundidad, grado de impacto y estado trófico de los lagos del PNLM, Chiapas.

Lago	$Z_{max\ (m)}$	$Z_{med\ (m)}$	Som/Pro	Imp/No imp	Estado trófico
Balantetic	3	1.7	Som	Imp	Mesotrófico

Lago	$Z_{max\ (m)}$	$Z_{med\ (m)}$	Som/Pro	Imp/No imp	Estado trófico
San Lorenzo	67	11.8	Pro	Imp	Eutrófico
La Encantada	89	29.4	Pro	Imp	Mesotrófico
Esmeralda	7	3.6	Som	No imp	Ultra-oligotrófico
Kichail	22	9.5	Pro	No imp	Oligotrófico
Patianú	26	10.8	Pro	No imp	Ultra-oligotrófico
Cinco Lagos	162	42.5	Pro	No imp	Ultra-oligotrófico
Dos Lagos	42	25.2	Pro	No imp	Ultra-oligotrófico
Ensueño	35	21.6	Pro	No imp	Ultra-oligotrófico

Z_{max}: profundidad máxima; Z_{med}: profundidad media; Som: somero; Pro: profundo; Imp: impactado; No imp: no impactado. Los datos de este cuadro fueron completados con base en la información de Alcocer *et al.* (2016a), Maya (2017) y Alcocer *et al.* (2018).
Simbología: Verde tenue: Somero/impactado; Verde intenso: Profundo/impactado; Azul tenue: Somero/no impactado; Azul intenso: Profundo/no impactado.
Nota: este código de colores se mantendrá en la siguiente figura y cuadro.

Los muestreos se realizaron en febrero de 2015 durante el periodo de circulación invernal. En la zona central y más profunda de cada lago se midieron las variables fisicoquímicas del agua de fondo (los 3 m más cercanos al sedimento) con una sonda multiparamétrica Hydrolab DS5 (EUA). La recolección de sedimentos de la zona profunda de cada lago se realizó por triplicado utilizando una draga tipo Ekman (0.0225 m^{-2}). Se obtuvieron muestras de sedimento para análisis del tamaño de grano (textura), contenido de materia orgánica, carbonatos y carbono (C) y nitrógeno (N) elementales. Para el análisis textural del sedimento se utilizó un equipo de difracción láser Beckman Coulter LS230 y aplicando la escala propuesta por Wentworth (1922). La materia orgánica fue medida por el método de pérdida de masa por combustión (LOI). La cantidad de carbonatos fue estimada mediante el método de acidulación. El contenido de C y N elemental fue estimado utilizando un analizador elemental Perkin Elmer PE2400. El sedimento para la obtención de MIB fue procesado *in situ* utilizando un tamiz con apertura de malla de 500 µm. Una vez tamizadas las muestras fueron fijadas con etanol al 70%. Los organismos fueron separados del sedimento utilizando pinzas de disección. Para la estimación de la biomasa se utilizó el método de cálculo de biovolumen expresando la biomasa en mg C m^{-2}.

Se realizaron pruebas de Shapiro-Wilk para determinar si los datos presentaron una distribución normal. Considerando un valor $\alpha = 0.05$ se utilizaron pruebas *t* de Student para muestras independientes para probar diferencias estadísticamente significativas en la biomasa entre lagos impactados y no impactados, y entre lagos someros y profundos; se utilizó una prueba *H* de Kruskal-Wallis y un análisis *post hoc* para probar y hallar diferencias estadísticamente significativas en la biomasa entre los nueve lagos. Finalmente, se realizaron correlaciones de Pearson para hallar posibles asociaciones entre la biomasa de MIB y los parámetros fisicoquímicos del agua de fondo y los sedimentos.

Resultados y Discusión

Los lagos no impactados se encontraron oxigenados excepto Dos Lagos que por ser meromíctico se encontró anóxico (Alcocer, 2017). En contraste, los impactados profundos San Lorenzo y La Encantada presentaron anoxia, mientras que el somero Balantetic tuvo una sobresaturación de oxígeno (Cuadro 2). Una de las consecuencias de la eutrofización es la elevada producción primaria en la zona superior de la columna de agua, donde hay luz, que genera cantidades elevadas de OD, mientras que en la zona profunda se puede registrar condiciones de hipoxia o anoxia debido a la descomposición de la materia orgánica (Nguyen *et al.*, 2016). Balantetic, a pesar de ser impactado, se mantiene bien oxigenado debido a que al ser un sistema somero presenta una mezcla constante y por ende se re-oxigena, en comparación con el resto de los impactados que son profundos.

En general, los lagos impactados presentaron sedimentos más finos en comparación con los lagos no impactados, la materia orgánica y el C elemental alcanzaron sus mayores valores en algunos lagos no impactados, mientras que los carbonatos y el N elemental no mostraron un patrón claro (Cuadro 2).

Cuadro 2. Parámetros fisicoquímicos del agua de fondo y sedimentos en los lagos estudiados.

Lago	T (ºC)	O.D. (mg L^{-1})	A (%)	L (%)	a (%)	CO_3 (%)	M.O. (%)	C (%)	N (%)
Balantetic	20.7 ± 0.00	18.1 ± 0.20	0.00	65.70	34.30	34.40	20.7 ± 1.10	2.3 ± 0.20	0.4 ± 0.00
San Lorenzo	17.3 ± 0.00	0.00	0.00	48.60	51.40	34.20	22.8 ± 5.90	13.5 ± 0.50	0.8 ± 0.50
La Encantada	17.9 ± 0.00	0.00	19.60	74.50	5.90	66.20	29.2 ± 2.70	13.5 ± 0.10	0.9 ± 0.60
Esmeralda	19 ± 0.02	6.4 ± 0.02	5.20	80.50	14.20	61.30	51.3 ± 22.20	7.9 ± 0.30	0.8 ± 0.00
Kichail	17.5 ± 0.01	6.7 ± 0.04	56.70	42.70	0.60	9.50	54.1 ± 0.30	23.6 ± 0.70	2.2 ± 0.10
Patianú	17.3 ± 0.01	3.7 ± 0.07	0.00	64.20	35.80	17.30	22.7 ± 0.30	5.1 ± 0.10	0.5 ± 0.03
Cinco Lagos	18.3 ± 0.00	6.1 ± 0.01	67.60	31.30	1.00	74.10	85.7 ± 2.1	22.9 ± 0.10	1.9 ± 0.10
Dos Lagos	18.6 ± 0.02	0.00	50.40	47.40	2.20	26.50	50.6 ± 0.00	15.7 ± 0.30	1.1 ± 0.03
Ensueño	18.5 ± 0.00	7.1 ± 0.01	19.40	74.90	5.70	29.60	24.5 ± 1.10	6.5 ± 0.20	0.7 ± 0.04

T: temperatura; O.D.: concentración de oxígeno disuelto; contenido porcentual de A: arenas; L: limos; a: arcillas; CO_3: carbonatos; M.O.: materia orgánica; C: carbono elemental; N: nitrógeno elemental.

La biomasa promedio global de MIB fue de 43.4 ± 72.6 mg C m^{-2}. Balantetic presentó la mayor biomasa (229.6 ± 53.5 mg C m^{-2}) y Kichail (0.4 ± 0.7 mg C m^{-2}) la menor (Figura 1).

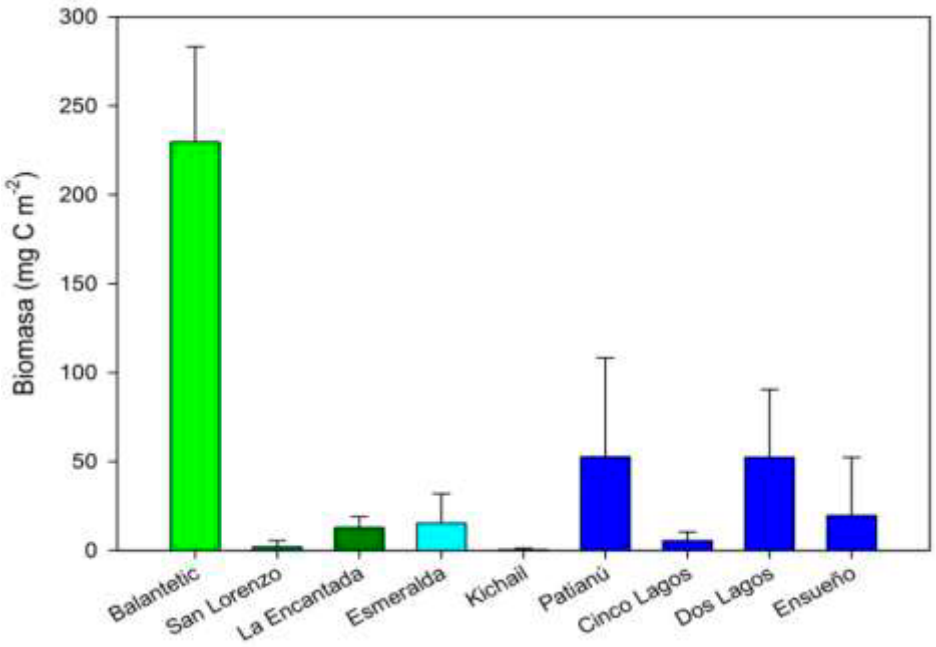

Figura 1. Biomasa promedio (± d. e.) de las comunidades de MIB de la zona profunda en los lagos de Montebello.
En verde claro los lagos eutróficos someros, en verde oscuro los lagos eutróficos profundos, en azul claro los lagos oligotróficos someros y en azul oscuro los lagos oligotróficos profundos.

Cortés-Guzmán *et al.* (2017) observaron que ninguna de las variables ambientales medidas explicó por completo la variación de la biomasa de los MIB de los lagos de Montebello. En el presente trabajo tampoco se observó relación alguna entre la textura de los sedimentos y los valores de biomasa. La biomasa fue diferente entre los nueve lagos ($H = 19.1$; $p = 0.014$), pero no se encontraron diferencias en la biomasa de MIB entre lagos impactados y no impactados ($t = 0.921$; $p = 0.366$). Sin embargo, sí se presentaron diferencias significativas entre la biomasa de MIB de los lagos someros y los profundos ($t = 2.296$; $p = 0.030$), siendo mayor en los sistemas someros. El oxígeno disuelto podría estar condicionando, en mayor medida, la biomasa de MIB en la zona profunda de los lagos ya que sólo algunos MIB (*p.ej.*, quironómidos) presentan estrategias para sobrevivir en condiciones de anoxia (Dinsmore *et al.*, 1999; Hargrave, 2009). Sin embargo, en el presente trabajo no se observó alguna relación directa entre la concentración de oxígeno y la biomasa de MIB, pero ésta sí fue significativamente superior en los sistemas someros.

Los lagos tropicales profundos son monomícticos cálidos y permanecen estratificados durante la época cálida y lluviosa generando anoxia hipolimnética (Lewis, 1996) y por ende condiciones hostiles para los MIB, lo cual provoca una baja biomasa durante la mayor parte del año, excepto durante la época de circulación. Este patrón ha sido observado en el lago Alchichica, Puebla (Hernández-Fonseca *et al.*, 2013).

Alcocer *et al.* (2016b) observaron que el contenido de C elemental es mayor en los lagos no impactados del PNLM, contrario a lo que se esperaría por el incremento en la productividad primaria en los lagos impactados, por lo que propusieron que éste tiene un origen alóctono. Se encontró una relación negativa entre la biomasa de MIB y el C elemental en los sedimentos ($\rho = -0.718$; $p = 0.030$), y aunque no hubo una relación significativa entre biomasa de MIB y materia orgánica, ésta presentó un patrón similar al C, alcanzando sus mayores valores en algunos lagos no impactados. Northington *et al.* (2010) mostraron que la productividad secundaria del zoobentos en lagos oligotróficos puede estar sostenida, en gran parte, por el aporte de materia orgánica alóctona, por lo que sugirieron que la productividad primaria autóctona no necesariamente limita la productividad secundaria del zoobentos. Esto podría contribuir a explicar los patrones de biomasa de MIB en el PNLM durante la época de circulación. Adicionalmente, Cortés-Guzmán *et al.* (2017) hallaron diferencias estadísticamente significativas al comparar la biomasa de un lago impactado con tres no impactados en el PNLM, siendo este parámetro superior en los lagos ultra-oligotróficos.

Conclusiones

El promedio global de la biomasa de la comunidad de MIB de la zona profunda de los lagos de Montebello es de 43.4 ± 72.6 mg C m^{-2}, variando entre 0.4 ± 0.7 mg C m^{-2} (Kichail, profundo oligotrófico) y 229.6 ± 53.5 mg C m^{-2} (Balantetic, somero mesotrófico). Existen diferencias significativas en la biomasa de MIB entre los nueve lagos ($H = 19.1$; $p = 0.014$). La biomasa de MIB parece no estar condicionada por el estado trófico, pues no existen diferencias significativas entre lagos impactados y no impactados ($t = 0.921$; $p = 0.366$). Sin embargo, la biomasa de MIB es significativamente mayor en los lagos someros respecto a los profundos ($t = 2.296$; $p = 0.030$). Existe una correlación negativa entre la biomasa de MIB y el C elemental en los sedimentos ($\rho = -0.718$; $p = 0.030$). Aunque no existió una correlación significativa entre la biomasa y la concentración de oxígeno disuelto, el haber encontrado una biomasa significativamente mayor en los sistemas someros (es decir, aquellos que mantienen una circulación constante a lo largo del año y permiten la re-oxigenación del fondo) permite sugerir que este parámetro ambiental ejerce un control de la biomasa de MIB y favorece a las comunidades de MIB de los lagos someros por permanecer oxigenados todo el año.

Agradecimientos

La presente investigación recibió el apoyo financiero del Fondo Sectorial de Investigación y Desarrollo Sobre el Agua (CONAGUA-CONACYT 167603) y el PAPIIT (IN219215 e IV200319). Se agradece al Parque Nacional "Lagunas de Montebello" (CONANP), a los comisarios ejidales y a las comunidades locales por todas las facilidades brindadas para la realización de los muestreos, así como a todos los participantes en el trabajo de campo y/u obtención de datos fisicoquímicos.

Literatura citada

Alcocer, J., L. A. Oseguera, G. Sánchez, C. G. González, J. R. Martínez and R. González. 2016a. Bathymetric and morphometric surveys of the Montebello Lakes, Chiapas. Journal of Limnology 75:56-65 DOI:10.4081/jlimnol.2016.1343.

Alcocer, J., L. A. Oseguera y E. Escobar. 2016b. Contenido de carbono elemental en sedimentos lacustres de un conjunto de lagos tropicales con distinto estado trófico. pp. 357-365. *En:* Paz, F. y R. Torres (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2016. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Texcoco, Estado de México, México.

Alcocer, J. 2017. Mexican Meromictic Lakes: What We Know So Far. pp. 353-375 *In:* Gulati, R. D., E. Zadereev and A. G. Degermendzhi (eds.). Ecology of Meromictic Lakes. Ecological Studies 228. Springer International Publishing DOI:10.1007/978-3-319-49143-1.

Alcocer, J., M. Merino-Ibarra, L. A. Oseguera and O. Escolero. 2018. Anthropogenic impacts on tropical karst lakes: "Lagunas de Montebello," Chiapas. Ecohydrology DOI:10.1002/eco.2029.

Barbola, I. F., M. F. P. G. Moraes, T. M. Anazawa, E. A. Nascimento, E. R. Sepka, C. M. Polegatto, J. Milléo e G. S. Schühli. 2011. Avaliação da comunidade de macroinvertebrados aquáticos como ferramenta para o monitoramento de um reservatório na bacia do rio Pitangui, Paraná, Brasil. Iheringia Série Zoologia 101:15-23 DOI:10.1590/S0073-47212011000100002.

Benke, A. C., A. D. Huryn, L. A. Smock and J. B. Wallace. 1999. Length-mass relationships for freshwater macroinvertebrates in North America with particular reference to the southeastern United States. Journal of the North American Benthological Society 18(3):308-343 DOI:10.2307/1468447.

Caires, A. M., S. Chandra, B. L. Hayford and M. E. Wittmann. 2013. Four decades of change: dramatic loss of zoobenthos in an oligotrophic lake exhibiting gradual eutrophication. Freshwater Science 32(3):692-705 DOI:10.1899/12-064.1.

Clarke, K. D. and R. Knoechel. 2010. Density, biomass, and production of selected benthic invertebrate taxa in two natural lakes and one fertilized lake in insular Newfoundland. Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen 30(9):1333-1341 DOI:10.1080/03680770.2009.11902327.

CONANP y SEMARNAT. 2007. Programa de conservación y manejo – Parque Nacional Lagunas de Montebello México. 1a edición. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales y Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas. Ciudad de México, México. 194 p.

CONANP. 2009. Programa de Monitoreo – Estudio para el monitoreo de la calidad de agua de las lagunas en el Parque Nacional Lagunas de Montebello. 59 p.

Cortés-Guzmán, D., J. Alcocer y L. A. Oseguera. 2017. Biomasa de los macroinvertebrados bentónicos en el perfil batimétrico de lagos de Montebello, Chiapas, México. pp. 159-165. *En:* Paz, F. y R. Torres (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2017. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada y la Universidad Autónoma de Baja California. Texcoco, Estado de México, México.

Dinsmore, W. P., G. J. Scrimgeour and E. Prepas. 1999. Empirical relationships between profundal macroinvertebrate biomass and environmental variables in boreal lakes of Alberta, Canada. Freshwater Biology 41:91-100 DOI:10.1046/j.1365-2427.1999.00392.x.

Dokulil, M. T. and K. Teubner. 2011. Eutrophication and Climate Change: Present Situation and Future Scenarios. pp. 1-16. *In:* Ansari, A. A., S.S. Gill, G.R. Lanza y W. Rast (eds.). Eutrophication: Causes, Consequences and Control. Springer, London.

Durán, I., O. Escolero, E. Muñoz, M. Castillo y G. Silva. 2014. Cartografía geomorfológica a escala 1:50000 del Parque Nacional Lagunas de Montebello, Chiapas (México). Boletín la Sociedad Geológica Mexicana 66:263-277.

Galicia, V. J. 2012. Cambio de color en las Lagunas de Montebello: Las atonalidades de una problemática tonal. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México. Morelia, Michoacán. 153 p.

Hargrave, B. T. 2009. Ecology of Deep-water Zones. *In:* Barnes, R. S. K. and K. H. Mann (eds.). Fundamentals of Aquatic Ecology. 2nd ed. Blackwell Science, London. 280 p.

Hernández-Fonseca, M del C., J. Alcocer-Durand, L. A. Oseguera-Pérez y E. Escobar-Briones. 2013. Dinámica de la biomasa de invertebrados bentónicos en la zona profunda de un lago oligotrófico tropical. pp. 335-342. *En:* Paz, F., J. Wong, M. Bazan y V. Saynes (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2013. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Colegio de Postgraduados, la Universidad Autónoma de Chapingo y el Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey. Texcoco, Estado de México, México.

Jenderedjian, K., S. Hakobyan and M. A. Stapanian. 2012. Trends in benthic macroinvertebrate community biomass and energy budgets in Lake Sevan, 1928-2004. Environmental Monitoring and Assessment 184(11):6647-6671 DOI:10.1007/s10661-011-2449-0.

Lewis, W. M. 1996. Tropical lakes: how latitude makes a difference. pp. 43-64. *In:* Schiemer, F. and K. T. Boland (eds.). Perspectives in Tropical Limnology. SPB Academic Publishing, Amsterdam.

Maya, E. 2017. Estimación del estado trófico de 18 lagos del Parque Nacional "Lagunas de Montebello", Chiapas, México. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad de México, México. 36 p.

Mazurkiewicz, M., B. Górska, E. Jankowska and M. Włodarska-Kowalczuk. 2016. Assessment of nematode biomass in marine sediments: A semi-automated image analysis method. Limnology and Oceanography: Methods 14(2):816-827 DOI:10.1002/lom3.10128.

Miyasaka, H., M. Genkai-Kato, Y. Miyake, D. Kishi, I. Katano, H. Doi, S. Ohba and N. Kuhara. 2008. Relationships between length and weight of freshwater macroinvertebrates in Japan. Limnology 9(1):75-80 DOI:10.1007/s10201-008-0238-4.

Nguyen, D. V., A. B. Nguyen and T. T. H. Hoang. 2016. Dissolved Oxygen as an Indicator for Eutrophication in Freshwater Lakes. Proceedings of International Conference on Environmental Engineering and Management for Sustainable Development 47:1-6.

Northington, R M., M. D. Keyse, S. R. Beaty, S C. Whalen, E. R. Sokol and A. E. Hershey. 2010. Benthic secondary production in eight oligotrophic arctic Alaskan lakes. Journal of the North American Benthological Society 29(2):465-479 DOI:10.1899/09-026.1.

Rivera-Usme, J. J., G. A. Pinilla, J. O. Rangel-Churio, M. I. Castro and D. L. Camacho-Pinzón. 2015. Biomass of macroinvertebrates and physicochemical characteristics of water in an Andean urban wetland of Colombia. Brazilian Journal of Biology 75(1):180-190 DOI:10.1590/1519-6984.10613.

3.4. Variación interanual de la concentración de clorofila a total (1998 a 2018) del lago de Alchichica, Puebla

Guadarrama-Hernández Sandra[1]; Alcocer Javier[2]; Cuevas-Lara Daniel[1]; Oseguera-Pérez Luis[2] y Quiroz-Martínez Benjamín[3]

[1]Programa de Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México. Av. Universidad 3000, Delegación Coyoacán, C. P. 04510, Ciudad de México.
[2]Grupo de Investigación en Limnología Tropical, FES Iztacala, Universidad Nacional Autónoma de México. Av. De los Barrios 1, Los Reyes Iztacala, CP 54090, Tlalnepantla, Estado de México.
[3]Laboratorio de Ecología Numérica y Análisis de Datos, Unidad Académica Ecología y Biodiversidad Acuática. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. Universidad Nacional Autónoma de México. Av. Universidad 3000, Delegación Coyoacán, C. P. 04510, Ciudad de México.
Autor para correspondencia: jalcocer@unam.mx

Resumen

La dinámica a largo plazo de la biomasa fitoplanctónica en los cuerpos acuáticos tropicales ha sido poco estudiada particularmente en lagos tropicales. Con el objetivo de analizar la tendencia a largo plazo en biomasa fitoplanctónica en Alchichica, un lago tropical, oligotrófico y monomíctico cálido, se analizaron 250 perfiles procedentes de 20 años (1998-2008) de muestreos mensuales de la concentración integrada por unidad de área de clorofila-a (Clor-*a*), radiación fotosintéticamente activa (PAR), temperatura y oxígeno disuelto. Los valores integrados por unidad de área de la Clor-*a* variaron entre 925.16 y 14.71 mg m^{-2} con un promedio de 213.27 ± 184.55 mg m^{-2}. A escala anual (variación estacional) se encontraron tres picos de Clor-*a*, el primero asociado al florecimiento invernal de diatomeas durante el periodo de circulación del lago, el segundo asociado al florecimiento de la cianobacteria *Nodularia aff. spumigena* durante la estratificación temprana y el tercero relacionado con la formación en el metalimnion de un máximo profundo de clorofila (DCM), a lo largo de la estratificación bien establecida y parte de la tardía. A escala interanual se detectaron dos oscilaciones para la Clor-*a*, la primera con una señal aproximada de un año, que corresponde a la variación de mezcla y estratificación correspondiente al patrón térmico de monomixis cálida característico del lago Alchichica y la segunda con una frecuencia de dos años (bienal) donde los años pares presentaron una mayor concentración de Clor-*a* que los años nones, señal que se ve disminuida a partir de aproximadamente en 2008, probablemente asociada a agentes forzantes externos tipo ENOS.

Palabras clave: *biomasa fitoplanctónica; investigación ecológica a largo plazo; monomixis cálida; oligotrofia; México.*

Abstract

The long-term dynamics of phytoplankton biomass in tropical aquatic bodies has been poorly studied, particularly in tropical lakes. In order to uncover the long-term trend of phytoplankton biomass in Alchichica, a warm, oligotrophic, and monomictic tropical lake, we analyzed 20 years data (1998-2008) from 250 profiles of monthly samples of chlorophyll-a (Chlor-*a*) concentration integrated per m^2, and profiles of photosynthetically active radiation (PAR), temperature and dissolved oxygen. The values integrated by unit of area of the PPF varied between 925.16 y 14.71 mg m^{-2} with an average of 213.27 ± 184.55 mg m^{-2}). On an annual scale (seasonal variation), three Chlor-*a* peaks were found, the first one associated to the winter diatom bloom during the winter circulation period, the second one associated with *Nodularia aff. spumigena* cyanobacteria bloom during the early stratification period, and the third one related to the development of a deep chlorophyll maximum (DCM) at the metalimnion throughout

the well-established and part of the late stratification. On an interannual scale, two oscillations were detected for Chlor-a concentration, the first with an approximate signal of one year, which corresponds to the mixing and stratification periods corresponding to the thermal pattern of warm monomyxis, characteristic of Lake Alchichica, and the second one with a two years frequency (biennial) where even years presented a higher concentration of Chlor-a than odd years, a signal that becomes diminished from approximately 2008 on, probably associated with ENSO-type external forcing agents.

Key words: *phytoplankton biomass; long term ecological research; warm monomixis; oligotrophy; Mexico.*

Introducción

En las latitudes tropicales la radiación solar que se recibe a lo largo del año es elevada con respecto a las latitudes templadas, por lo que los lagos tropicales se estratifican con mayor facilidad que los lagos templados. Por otro lado, los lagos tropicales profundos son monomícticos cálidos y presentan una temporada de mezcla asociada al invierno hemisférico, cuando la temperatura del agua superficial se asemeja a la temperatura del fondo y la intensidad del viento tiene suficiente energía para mezclar la columna del agua. Estas condiciones son óptimas para el desarrollo del fitoplancton ya que se presentan concentraciones altas de nutrientes y presencia de oxígeno disuelto (OD) a lo largo de toda la columna del lago (Wetzel, 2001). Los factores abióticos como la temperatura y concentración de nutrientes determinan la variabilidad temporal de los sistemas acuáticos, mientras que la luz (profundidad de zona eufótica, Z_{EU} = 0.1% SPAR, radiación fotosintéticamente activa en la superficie) y los factores bióticos como la herviboría influyen en la distribución vertical (abundancia y concentración) del fitoplancton (Callieri, 2007; Reynolds, 1984). El fitoplancton, conjunto de organismos fotosintetizadores que comparten niveles de organización, está conformado por diversas y numerosas especies de algas eucariotas y cianobacterias, que se encuentran suspendidos dentro de la zona fótica (Margalef, 1983). El fitoplancton contiene clorofila-a (Clor-*a*) como pigmento característico por lo que se ha empleado la concentración de este pigmento como proxy de la biomasa fitoplanctónica para comprender su dinámica en múltiples estudios, incluyendo el lago Alchichica (*p. ej.,* Adame *et al*., 2008; Ardiles *et al*., 2012; Cuevas-Lara *et al.,* 2016; González-Contreras *et al*., 2015; Oliva *et al*., 2001). El lago Alchichica, Puebla, cuenta con registros de variables ambientales (*p. ej*. temperatura, OD, PAR) integrando una base de datos de 1998 a 2018. Son raros los sistemas acuáticos epicontinentales en México que cuenten con información a largo plazo que permita estudiar fenómenos que solo se identifican en largas series de tiempo tales como el calentamiento global. Analizando secuencias de tiempo largas permite tener una perspectiva amplia del funcionamiento del ecosistema (Alcocer-Durand y Bernal-Brooks, 2009). Por lo anterior, el presente trabajo tuvo como objetivo identificar los patrones y tendencias (oscilaciones intra e interanuales) de la concentración de la biomasa fitoplanctónica (mediante el empleo de la concentración de Clor-*a*) en el lago Alchichica, analizando su variación a largo plazo (1998 a 2018) asociada a la hidrodinámica del lago (épocas de mezcla y estratificación) y su relación con la variación de la Z_{EU}.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El lago Alchichica se localiza al SE del Altiplano Mexicano (19°24' N, 97°24' W), en la cuenca endorreica Oriental (4.982 km^2). El clima de la región es árido, con un régimen de precipitación anual de menos de 500 mm y una evaporación anual de 1690 mm (Adame *et al.*, 2008). Presenta una forma casi circular de 1.73 km de diámetro y un área superficial de 2.3 km^2. Su profundidad máxima es de 62

m y una profundidad promedio de 40.9 m (Filonov *et al*., 2006). Es un lago alcalino (pH = 8.7-9.2) y salino (8.5 g L^{-1}) con predominancia de sodio, cloruros y bicarbonatos (Vilaclara *et al*., 1993).

El lago es monomíctico cálido con una época de mezcla durante la estación fría y seca que abarca desde diciembre-enero hasta marzo-abril. La estratificación se divide en tres periodos: temprana (abril-junio), bien establecida (julio-septiembre) y tardía (octubre-diciembre) (Adame *et al.*, 2008). En la temporada de mezcla, el OD se encuentra en concentraciones altas (6.0-8.1 mg L^{-1}) y distribuido a lo largo de toda la columna de agua. A medida que se va estratificando aparecen condiciones anóxicas cerca del fondo, generando en la estratificación tardía un hipolimnion totalmente anóxico (Alcocer *et al.,* 2000). La concentración de clorofila-a es generalmente baja con un valor promedio en la columna de agua inferior a 5 µg de Clor-a L^{-1} (Oliva *et al*, 2001), por lo que de acuerdo con el criterio de Margalef (1993) se considera un lago oligotrófico.

Obtención de datos

Los muestreos abarcaron el periodo de 1998 al 2018 los cuales se realizaron con una frecuencia de muestreo casi mensual. En la zona central y más profunda se registraron 250 perfiles de PAR a lo largo de la columna de agua mediante un perfilador de fluorescencia natural (Biospherical: PNF-300, EUA), así como perfiles de temperatura y OD con una sonda multiparamétrica (Hydrolab DS5, EUA). La Z_{EU} se calculó mediante los perfiles de PAR y la capa de mezcla (Z_{MIX}) con base en los perfiles de temperatura y OD.

En cada muestreo, se tomaron muestras de agua para el análisis de la concentración de Clor-*a* a diez profundidades en la columna de agua seleccionadas para representar la heterogeneidad ambiental con base en los perfiles de temperatura y oxígeno disuelto. Las muestras se transportaron al laboratorio en condiciones de oscuridad y frío (4 °C). Las muestras de agua fueron filtradas utilizando filtros Watman GF/F (0.7 µm de poro nominal). La concentración de Clor-a se obtuvo con un fluorómetro digital Turner Designs TD-10AU (Técnica de la EPA445.0, Arar y Collins, 1997).

Análisis estadístico y transformación de datos

La integración de la concentración de la Clor-a en la columna de agua se realizó mediante el cálculo de área bajo la curva usando la regla del trapecio (Sigma Plot v. 12.5). Las relaciones interanuales entre las variables se determinaron mediante correlaciones de Spearman. Se usó un nivel alfa de 0.05 para las pruebas estadísticas. La detección de las oscilaciones de la Clor-*a* se realizó mediante el análisis espectral usando la transformada de Fourier de tiempo reducido (PAST v. 4.03). En el cual, se usó una ventana de máximo tamaño y la función de Welch para obtener la máxima resolución de frecuencias.

Resultados y Discusión

Z_{EU} y Z_{MIX}

Se encontró un patrón anual (estacional) en la dinámica de la Z_{EU} y la Z_{MIX} como lo describen anteriores análisis con registro a largo plazo (Cuevas-Lara *et al.* 2016; González-Contreras *et al.*, 2015). Denotando los periodos de mezcla (aguas turbias), valor máximo de la proporción Z_{MIX}:Z_{EU} (febrero: 2.51) y estratificación (aguas claras) con el mínimo (mayo: 0.38). Cuando la Z_{MIX} fue más profunda (r_s= -0.156, p 0.014) la Z_{EU} presentó los valores más bajos.

El rango de profundidad la Z_{EU} durante todo el periodo va de 19 m (febrero 2014) a 48.2 m (noviembre 1999). Por otro lado, la profundidad máxima que alcanzó la Z_{EU} en cada año mostró una tendencia gráfica a disminuir coincidiendo con lo ya antes reportado (González-Contreras *et al.*, 2015). Los valores de Z_{EU}

de los periodos de aguas claras fueron similares a lo largo de todo el periodo, como lo mencionan Cuevas-Lara *et al*. (2016).

A lo largo de 21 años (1998-2018) la Z_{EU} presentó anomalías. Desde 1998 hasta el 2000 la Z_{EU} fue más profunda respecto al promedio anual, denotando la máxima anual en 1998 (6.44 m) y la mínima anual (3.15 m) en 2002. A partir de este año las anomalías estuvieron cercanas al promedio y no fueron mayores o menores a 2 m. Las anomalías de la Z_{MIX} fueron variables a lo largo del periodo de estudio. En 1999 se registró la anomalía positiva máxima de la Z_{MIX} (4.24 m), mientras que en 2006 se observó la anomalía negativa máxima (-4.22 m). A partir del 2007 la disminución o aumento de la Z_{MIX} no fue mayor a 3 m.

Clor-a

La concentración promedio de Clor-*a* integrada por unidad de área a lo largo del año tipo (en 21 ciclos anuales) fue de 213.27 ± 184.55 mg m^{-2}. El año tipo denotó tres períodos bien diferenciados. Durante los meses de enero a marzo se presentan concentraciones altas de Clor-*a*, siendo enero el que presentó los máximos (531.94 ± 255.76 mg m^{-2}). Este periodo coincide con la temporada de mezcla del lago en donde se presenta el florecimiento invernal de diatomeas. De abril a junio (inicio de la estratificación) se observó un descenso de la concentración, con un pico en mayo (201.58 ± 134.75 mg m^{-2}), asociado al florecimiento de la cianobacteria *Nodularia aff. spumigena* (Alcocer *et al.,* 2000). De julio a noviembre, durante la estratificación bien establecida, se desarrolla un máximo profundo de clorofila (DCM, "*Deep chlorophyll maximum*") compuesto por diatomeas nuevamente (Ardiles *et al*., 2012; Oliva *et al*., 2001), el cual muestra concentraciones máximas en septiembre (162.73 ± 81.72 mg m^{-2}). En diciembre se presentó un aumento de Clor-*a* que coincide con la profundización de la Z_{MIX}, como antesala de la siguiente temporada de mezcla y el florecimiento invernal de diatomeas asociado. A lo largo de todo el estudio la mayor concentración de Clor-*a* se registró en el periodo de mezcla de 2011 (enero con 925.16 mg m^{-2}) y la mínima en estratificación tardía de 2013 (noviembre con 14.71 mg m^{-2}). En cuanto a la concentración promedio de la Clor-*a* integrada por año el valor máximo se da en el año 2000 (307.51 ± 266.35 mg m^{-2}) y el mínimo en 1998 (113.30 ± 87.95 mg m^{-2}).

La concentración de Clor-*a* aumentó cuando la Z_{MIX} fue más profunda (r_s= 0.29, p <0.001) y disminuyó cuando la Z_{EU} presento sus valores más bajos (r_s= -0.48, p <0.001). Como lo menciona Wetzel (2001), el óptimo para el desarrollo del fitoplancton se genera en los lagos tropicales con mezcla asociados al invierno hemisférico, ya que se encuentra una columna de agua con temperaturas homogéneas, rica en nutrientes, oxigenada, con atenuación de la radiación generada en parte por el aumento del florecimiento fitoplanctónico y las partículas suspendidas del fondo del lago (Ardiles *et al*., 2012).

Se detectaron dos oscilaciones para la Clor-*a*; la primera oscilación muestra una señal aproximada de un año, que corresponde a la variación de los periodos de mezcla y estratificación correspondientes al patrón térmico de monomixis cálida característico del lago Alchichica; la segunda presenta una frecuencia de oscilación de dos años (bienal). A partir de 1998 y hasta el 2008 se observó que los años pares presentaron una mayor concentración de Clor-*a* que en los años nones. Sin embargo, esta oscilación bienal se ve disminuida a partir de 2008 (Figura 1). Estos resultados coinciden con el patrón bienal descrito anteriormente en el lago Alchichica (Adame *et al*. 2008; Ardiles *et al*. 2012), particularmente en la duración e intensidad del florecimiento invernal de diatomeas, el cual se relaciona con el aumento de nutrientes (sílice disponible).

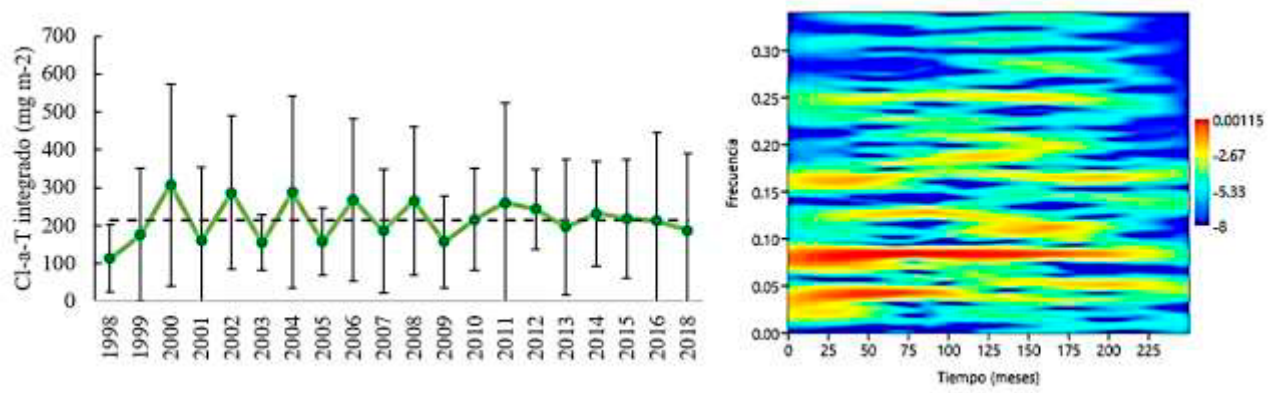

Figura 2. Concentración promedio (± 1 desviación estándar) de la Clor-a integrada por año (izquierda) y oscilaciones a largo plazo (1998-2018) de la Clor-*a* integrada del lago Alchichica (derecha).

Sin embargo, para el año 2010 que le corresponderían concentraciones de Clor-*a* elevadas ya no se registra esta ciclidad o bien la señal de la ciclicidad bieneal esté disminuida probablemente por algún agente forzante externo, esto es, un evento meteorológico (*p.ej.*, El Niño) (Alcocer y Lugo, 2003). De acuerdo con los registros del índice multivariante ENOS versión 2 (MEI.v2: https://psl.noaa.gov/enso/mei/) a partir de julio del 2010 comenzó la fase negativa de ENOS (La Niña) más fuerte registrada desde 1980. Lo anterior pudo haber afectado la intensidad de los patrones interanuales y generar una pérdida o debilitamiento de las señales interanuales (bienal). Sin embargo, se requieren análisis de mayor resolución en el dominio del periodo para confirmarlo.

Conclusiones

A lo largo de 21 ciclos anuales (1998-2018), el lago Alchichica mostró una ciclicidad anual recurrente, asociada a su patrón térmico de monomixis cálida. Se reconocieron tres picos de concentración de Clor-*a* en la dinámica intraanual (estacional). El primer pico corresponde a la temporada de mezcla invernal, con una columna de agua completamente mezclada y una profundidad reducida de la Z_{EU}. Los otros dos picos se presentan durante el periodo de estratificación. El segundo pico corresponde al florecimiento de cianobacterias que se desarrolla en la estratificación temprana, mientras que el tercero corresponde al desarrollo del DCM durante la estratificación bien establecida y parte de la tardía. Durante la mezcla anual del lago se dan las condiciones adecuadas para el desarrollo del florecimiento de diatomeas que constituyen la mayor concentración de biomasa fitoplanctónica presente a lo largo de toda la columna de agua lo que conlleva una menor profundidad de la Z_{EU}. A largo plazo se registró un patrón bienal en la concentración de la Clor-*a* durante el periodo 1998-2018 donde los años pares presentaron una mayor concentración de Clor-*a* que los años nones; no obstante, la señal se debilita a partir del año 2008 por lo que no se registró para 2010. Posiblemente el debilitamiento en la señal esté relacionado con agentes forzantes externos tales como eventos meteorológicos (*p.ej.*, ENOS), aunque se requieren análisis de mayor resolución temporal para confirmarlo.

Agradecimientos

Se agradece el financiamiento otorgado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) a través de los proyectos 34893-T, 41667 y 224893, a la Dirección General de Asuntos del Personal Académico de la UNAM a través de los proyectos PAPIIT IN204597, IN210806-3, IN221009 y IN215512 y a la FES Iztacala de la UNAM a través de los Proyectos PAPCA 2006-07, 2007-2008, 2009-10, 2013 y 2014. SGH agradece al Programa de Posgrado de Ciencias del Mar y Limnología

(PCML) de la UNAM y al CONACyT por la beca de posgrado otorgada. Se agradece el apoyo en el trabajo en laboratorio de Laura Peralta Soriano.

Literatura citada

Adame, M. F., J. Alcocer and E. Escobar. 2008. Size-fractionated phytoplankton biomass and its implications for the dynamics of an oligotrophic tropical lake. Freshwater Biology 53:22-31.

Alcocer, J. and A. Lugo. 2003. Effects of El Niño on the dynamics of Lake Alchichica, central Mexico. Geofísica Internacional 42:523-528.

Alcocer, J., A. Lugo, E. Escobar, M. R. Sánchez and G. Vilaclara. 2000. Water column stratification and its implications in the tropical warm monomictic lake Alchichica, Puebla, Mexico. Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen 27:3166-3169.

Alcocer-Durand, J. y F. W. Bernal-Brooks. 2009. Investigación ecológica a largo plazo en cuerpos acuáticos epicontinentales. Revista Digital Universitaria 10:1-14.

Arar, E. J. and G. B. Collins. 1997. Method 445.0. Method 445.0 - In Vitro Determination of Chlorophyll a and Pheophytin a in Marine and Freshwater Algae by Fluorescence. U.S. Environmental Protection Agency. Cincinnati, Ohio. 22 p.

Ardiles, V., J. Alcocer, G. Vilaclara, L. A. Oseguera and L. Velasco. 2012. Diatom fluxes in a tropical, oligotrophic lake dominated by large-sized phytoplankton. Hydrobiologia. 679:77-90 doi.org/10.1007/s10750-011-0853-7.

Callieri, C. 2007. Picophytoplankton in freshwater ecosystems: the importance of small-sized phototrophs. Freshwater Reviews 1:1-28.

Cuevas-Lara, J. D., J. Alcocer., L. A. Oseguera y B. Quiroz-Martínez. 2016. Dinámica largo plazo (1999-2014) de la productividad primaria fitoplanctónica en el Lago Alchichica, Puebla. (pp. 280-286). En: Paz-Pellat, F., J. Wong-González y R. Torres-Alamilla (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2016. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Texcoco, Estado de México, México. 732 p. ISBN 978-607-96490-4-3.

Filonov, A., I. Tereshchenko and J. Alcocer. 2006. Dynamic response to mountain breeze circulation in Alchichica, a crater lake in Mexico. Geophysical Research Letters 33:1-4 doi:10.1029/2006GL025901.

González-Contreras, C. G., J. Alcocer y L. A. Oseguera. 2015. Clorofila a fitoplanctónica en el lago tropical profundo Alchichica: un registro de largo plazo (1999-2010). Hidrobiológica 25:347-356.

Margalef, R. 1983. Limnología. Omega. Barcelona. 1010 pp.

Oliva, M. G., A. Lugo, J. Alcocer, L. Peralta and M. R. Sánchez. 2001. Phytoplankton dynamics in a deep, tropical, hyposaline lake. Hidrobiologia 466:299-306.

Reynolds, C. S. 1984. The ecology of freshwater phytoplankton. Second Edition. Cambridge University Press. Gran Bretaña. 384 p.

Vilaclara, G., M. Chávez, A. Lugo, H. González y M. Gaytán, 1993. Comparative description of crater-lakes basic chemistry in Puebla state, Mexico. Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen 25:435-440.

Wetzel, R. G. 2001. Limnology. Lake and River Ecosystem. Third Edition. Academic Press. San Diego. 1006 p.

3.5. Estimación de la relación Z_{DS}, turbidez, SST y COP en el río Usumacinta, México

Cuevas-Lara Daniel[1]; Alcocer Javier[2]; Cortés-Guzmán Daniela[1]; Oseguera-Pérez Luis[2] y Soria-Reinoso Ismael[1]

[1]Programa de Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México. Av. Universidad 3000, Delegación Coyoacán, C. P. 04510, Ciudad de México.
[2]Proyecto de Investigación en Limnología Tropical, FES Iztacala, Universidad Nacional Autónoma de México. Av. De los Barrios 1, Los Reyes Iztacala, C. P. 54090, Tlalnepantla, Estado de México.
Autor para correspondencia: jalcocer@unam.mx

Resumen

La medición de la turbidez (Tur) en los ríos vía percepción remota es usada para estimar la concentración de los sólidos suspendidos totales (SST). Asimismo, se asume que existe una relación entre las concentraciones de SST y el carbono orgánico particulado (COP). En este estudio se midieron la profundidad del disco de Secchi (Z_{DS}), la Tur y las concentraciones de SST y COP a lo largo del río Usumacinta durante dos temporadas hidrológicamente distintas (lluvias y secas) para reconocer la relación entre las variables y su uso potencial para aproximar la concentración del COP transportado por el río. La Z_{DS} se correlacionó negativamente con el resto de las variables. La Tur mostró una relación lineal significativa con los SST ($r^2 = 0.79$, $p<0.001$) pero sólo durante la temporada de lluvias; en secas no se presentó relación alguna. Los SST mostraron una relación significativa directa con el COP durante ambas temporadas, con un coeficiente de determinación > 47%. La variación de los valores de Z_{DS} y Tur a lo largo del río permite su uso limitado, estacionalmente, como predicción de la concentración de SST. Sin embargo, los SST pueden servir como indicadores de la concentración del COP transportado por el río durante ambas temporadas.

Palabras clave: *sólidos suspendidos totales; carbono orgánico particulado; turbidez; disco de Secchi; río tropical; México.*

Abstract

Remote sensing measurements of river turbidity (Tur) are used to assess total suspended solid concentrations (TSS). Also, a relationship between TSS and particulate organic carbon (POC) has been assumed in rivers. In this study, the Secchi disc depth (Z_{SD}), Tur, and the SST and POC concentrations were measured along the Usumacinta River during two distinct hydrological seasons (rainy and dry) to recognize the relationship among these variables and their potential use to estimate POC transported by the river. Z_{SD} was negatively correlated with the other variables. Tur showed a significant linear relationship with TSS ($r^2 = 0.79$, $p<0.001$) during the rainy season, while we found no relationship in the dry season. TSS showed a significant direct relationship with POC in both seasons, with a determination coefficient of > 47%. The variation of Z_{SD} and Tur along the river could be used to predict the TSS concentration but with temporal limitations. However, TSS can be a useful proxy to estimate POC concentration transported by the river during both seasons.

Key words: *total suspended solids; particulate organic carbon; turbidity; Secchi disk; tropical river; Mexico.*

Introducción

En los ríos de zonas tropicales, gran parte de la fluctuación temporal en el caudal y transporte fluvial de material suele ser provocado por la hidrodinámica estacional asociada a la época de lluvias (Geeraert *et al.,* 2017; Wang *et al.,* 2004). Un indicador que refleja el poder de la erosión hídrica y las tasas erosivas del suelo en ambientes adyacentes a los ríos son los sólidos suspendidos totales (SST), principalmente en ambientes húmedos o durante las temporadas de lluvia (Ludwig y Probst, 1998; Shanley *et al.,* 2011; Syvitski y Milliman, 2007). Los SST tienen un papel importante en la dinámica temporal del transporte de compuestos particulados, como algunos contaminantes y la materia orgánica (Herrero *et al*. 2018).

Al mismo tiempo, los SST son responsables de la atenuación de la luz en los ambientes acuáticos. La profundidad del disco de Secchi (Z_{DS}) y la turbidez (Tur) son variables que se han empleado para medir indirectamente la concentración de los SST debido a que se ha observado una relación lineal entre estas variables en estudios de campo (Nasrabadi *et al*., 2016). No obstante, la representatividad de la relación depende de las características (tamaño, densidad y forma) de las partículas suspendidas y de las condiciones del caudal y color del agua en el río (Downing, 2006). En este sentido, actualmente, la detección satelital en los ríos ha mejorado el monitoreo y modelación de la Tur y su relación con los SST, principalmente a mayores escalas debido al desarrollo de sensores hiperespectrales y de mayor resolución espacial (Liu *et al*., 2019; Wu *et al*., 2014). Sin embargo, la medición *in situ* de los SST y la Tur es importante para calibrar y ajustar las estimaciones indirectas o remotas (Herrero *et al*., 2018; Rügner *et al*., 2014).

Los SST también están relacionados con el COP transportado en los ríos, ya que al aumentar el caudal se provoca la movilización de ambos (Ludwig, 1997; Ran *et al*., 2013). De esta manera, si se conoce la relación entre estas variables es posible estimar la concentración de COP que es transportado por un río, sin medirlo directamente. Por lo anterior, el objetivo del presente trabajo fue reconocer si existe una relación entre estas variables (Z_{DS}, Tur, SST, COP) a lo largo del río Usumacinta de manera que puedan ser utilizado para aproximar la concentración de COP transportada por éste, y si estas relaciones varían en las dos temporadas hidrológicamente contrastantes, secas y lluvias.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El estudio se llevó a cabo en el Río Usumacinta que pertenece a la cuenca hidrológica Grijalva-Usumacinta en el sureste de México. Su nacimiento se encuentra en Guatemala mientras que en territorio mexicano el río fluye por los estados de Chiapas y Tabasco hasta desembocar en el Golfo de México. La cuenca del río Usumacinta abarca un total de 73 192 km^2, del cual el 42% pertenece a México. Las precipitaciones en la cuenca son variables: espacialmente, van desde los 1500 mm en la cuenca baja hasta los 5000 mm anuales en la cuenca alta (Soares-Moraes y García-García, 2017); temporalmente, se presenta un periodo de lluvias que abarca de mayor a octubre (verano) y uno de menores precipitaciones o secas de noviembre a abril, lo cual se ve reflejado en los cambios estacionales del caudal del río (Rosales-Arriaga, 2012; Nooren *et al*., 2017).

Muestreo en campo y procedimientos analíticos

Se realizaron tres campañas de muestreo; dos durante la temporada de menor precipitación (TS) durante mayo del 2017 y abril del 2018, y una en la temporada de lluvias (TL) en noviembre del 2017. Los muestreos se realizaron a lo largo de 18 sitios del cauce principal y principales tributarios en el Río Usumacinta (M1 a M10 en la cuenca media y B1 a B9 en la cuenca baja, dentro de México). En cada

sitio se estableció un transecto transversal, en el cual se posicionaron tres puntos equidistantes en donde se midieron *in situ* la Z_{DS} con un disco de Secchi de 20 cm y la Tur con una sonda multiparamétrica Hydrolab DS5 (EUA) a 1/3 de la máxima profundidad. A esta misma profundidad se tomaron muestras de agua con una botella horizontal tipo Van Dorn para realizar mediciones de SST y COP en el laboratorio.

Las muestras de agua se transportaron a un laboratorio de campo en donde se filtró por duplicado un volumen de cada muestra para la estimación de la concentración de SST y COP. Se emplearon filtros Whatman GF/F (0.7 µm apertura de poro nominal) previamente calcinados (450 °C/ 4 h) y en el caso de los SST, previamente pesados. Los filtros para COP fueron acidificados (HCl 10%) para eliminar los compuestos inorgánicos y guardados en condiciones de obscuridad y frio en sobres de papel aluminio. Los filtros para SST se secaron (60 °C/ 48 h) para su almacenamiento y posterior análisis. La determinación de la concentración de los SST fue realizada por diferencia de pesos (gravimetría), mientras que la concentración COP se midió en un analizador elemental Carlo Erba NC2100.

Análisis estadísticos

Las diferencias entre temporadas se evaluaron mediante la prueba no paramétrica U de Mann-Whitney. Las correlaciones entre las variables se determinaron mediante regresiones lineales simples y regresiones no lineales. Un nivel alfa de 0.05 se usó para las pruebas estadísticas.

Resultados y Discusión

Variación de Z_{DS}, Tur, SST y COP

La Z_{DS} tuvo un rango de 0.1 a 2.6 m (0.8 ± 0.6 m, media ± desviación estándar) en todo el estudio. Durante la TS la Z_{DS} tuvo valores más altos y una mayor fluctuación en comparación con la TL ($U = 210$, $n1 = 42$ $n2= 45$, $p<0.001$) (Cuadro 1). La Tur mostró un rango entre 4.1 y 196 UNT (45 ± 31 UNT). Durante la TS el sitio B8 (río San Pedro y San Pablo) registró valores de Tur elevados (> 150 UNT) (Figura 1), cuatro veces mayor a la media de la TS. El cauce del río en esa sección atraviesa una zona con influencia directa del bosque de manglar, que suele presentar condiciones de Tur especialmente alta, debido al efecto de la dinámica de transporte y captura de los SST en la zona de máxima turbidez (Asp *et al*., 2016; Wolanski, 1995), y a las altas concentraciones de materia disuelta y aguas muy pigmentadas por la presencia de taninos, ya que atenúan efectivamente la luz (Dittmar *et al*., 2006; Maie *et al*., 2008). El resto de los sitios no sobrepasaron 56 UNT durante la TS. Estacionalmente, existen diferencias significativas en la Tur del río ($U = 847$, $n1 = 43$ $n2= 62$, $p=0.002$).

Los SST oscilaron de 3.16 a 127 mg l^{-1} (41 ± 34 mg l^{-1}). Durante la TS el promedio de los SST fue casi tres veces menor que durante la TL, y sus valores no sobrepasaron los 80 mg l^{-1} (Cuadro 1). Existen diferencias significativas entre los valores de SST de cada temporada, con los mayores valores registrados en la TL ($U = 230$, $n1 = 43$ $n2= 60$, $p<0.001$). Los valores de COP fluctuaron entre 0.21 y 4.14 (1.21 ± 0.86) durante el estudio. Estacionalmente, la media de COP de la TL (1.64 ± 0.97) fue casi el doble de la concentración registrada en la TS (0.91 ± 0.63), y se registró una diferencia significativa entre ambas temporadas ($U = 603$, $n1 = 43$ $n2= 62$, $p<0.001$).

Cuadro 1. Parámetros estadísticos de las variables medidas en las muestras de agua del río Usumacinta durante la temporada de secas (TS) y de lluvias (TL).

	TS				TL			
Parámetros	**Z_{DS}**	**Tur**	**SST**	**COP**	**Z_{DS}**	**Tur**	**SST**	**COP**
	m	UNT	mg l^{-1}	mg l^{-1}	m	UNT	mg l^{-1}	mg l^{-1}
$\bar{X}$	1.2	40	20	0.91	0.4	52	71	1.64

Parámetros	TS				TL			
	Z_{DS} m	Tur UNT	SST mg l^{-1}	COP mg l^{-1}	Z_{DS} m	Tur UNT	SST mg l^{-1}	COP mg l^{-1}
σ	0.7	32	16	0.63	0.3	28	31	0.97
Mínimo	0.3	6	3	0.21	0.1	4	8	0.41
Máximo	2.6	196	79	3.34	1.5	108	127	4.14
Mediana	1.3	38	14	0.80	0.4	47	70	1.27

$\bar{X}$: media aritmética, σ: desviación estándar. Z_{DS}: profundidad del disco de Secchi; Tur: turbidez; SST: sólidos suspendidos totales; COP: carbono orgánico particulado.

Relaciones entre las variables

La Z_{DS} y la Tur mostraron una relación inversa (Cuadro 2). Sin embargo, debido a la alta variación de los datos de Tur se realizó una prueba de puntuaciones Z. Se encontró que para valores mayores a 150 UNT los valores Z fueron mayores a 3, los cuales resultan en valores poco representativos y no fueron considerados para los análisis de regresión lineal posteriores (Figura 1).

Los SST mostraron una relación directamente proporcional con los valores de Tur durante la TL. Esto coincide con estudios en ambientes acuáticos, como manantiales, presas y lagos (Rügner *et al*., 2013), así como en ambientes fluviales templados y subtropicales (Nasrabadi *et al*., 2016; Wu *et al*., 2014). No obstante, durante la TS, la Tur y los SST en el río Usumacinta no mostraron una relación lineal significativa (Figura 1), probablemente debido a que durante la temporada de menor caudal los sólidos disueltos totales (minerales y sales) aumentan, como se ha reportado para otros ríos tropicales (Laraque *et al*., 2013), y aportan mayor variación a la reflectancia espectral del agua (Rügner *et al*., 2014, Wu *et al*., 2014). En contraste, Rügner *et al*. (2014) no encontraron un efecto estacional en la relación SST-Tur en ríos tributarios y cauce principal del río Neckar, Alemania, por lo que se sugirió a la Tur como una medida robusta para los SST en esa cuenca.

El cociente TSS/Tur del río Usumacinta presentó un promedio de 1.13 ± 0.1 mg l^{-1} UNT^{-1}, el cual se encuentra entre los valores reportados para otros sistemas fluviales sin una alta perturbación antropogénica (factores de 1 a 2, con promedio de 1.9 mg l^{-1} UNT^{-1}; Rügner *et al*., 2013); y cercano a los valores de otros sistemas de tipo kárstico (p. ej. 1.1 mg l^{-1} UNT^{-1}; Schwarz *et al*., 2011).

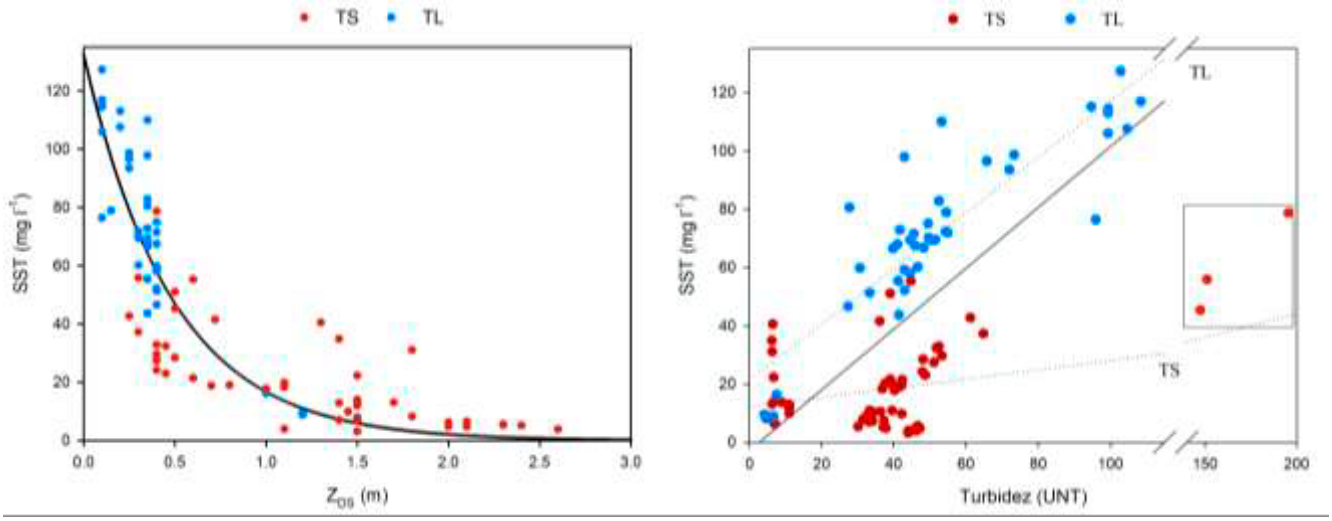

Figura 1. Relación de la ZDS y los SST (izquierda) en el río Usumacinta.
La línea continua indica un decaimiento exponencial (SST= 132.6 * $e^{(-2.07 * ZDS)}$; $r^2 = 0.79$). Relación entre los SST y la Tur (derecha) en el río Usumacinta. La línea continua indica una regresión lineal general (SST = -2.9 + 1.04 * Tur; $r^2 = 0.52$, $p<0.001$) y las punteadas indican una regresión durante la TS ($r^2 = 0.04$, $p=0.141$) y la TL (SST = 21.37 + 0.96 * Tur; $r^2=0.79$, $p<0.001$). El cuadro indica los valores atípicos de la estación B8 durante la TS.

Se encontraron correlaciones negativas de la Z_{DS} con el resto de las variables durante ambas temporadas, con coeficientes menores a -0.55. El coeficiente de correlación más negativo lo presentó con los SST (-0.9) (Figura 1 y Cuadro 2). El resto de las variables se correlacionaron entre ellas positivamente, con coeficientes mayores 0.35, a excepción de la Tur con los SST y con el COP (Cuadro 2). La correlación positiva más alta se dio entre la Tur y los SST durante la TL (0.86).

Cuadro 2. Correlación de Spearman entre las variables medidas en las muestras de agua del río Usumacinta.

		TS			TL			Total		
		Tur	**SST**	**COP**	**Tur**	**SST**	**COP**	**Tur**	**SST**	**COP**
Z_{DS}	ρ	-0.553*	-0.793*	-0.624*	-0.873*	-0.827*	-0.619*	-0.735*	-0.904*	-0.706*
	n	42	45	45	42	42	42	84	87	87
Tur	ρ		0.2	-0.076		0.857*	0.477*		0.618*	0.374*
	n		57	59		43	43		100	102
SST	ρ			0.802*			0.687*			0.826*
	n			60			43			103

ρ: coeficiente de correlación de Spearman. N: tamaño de muestra. * Correlaciones estadísticamente significativas ($p < 0.05$). Variables: Z_{DS}: profundidad del disco de Secchi; Tur: turbidez; SST: sólidos suspendidos totales; COP: carbono orgánico particulado.

Predicción del COP a partir de los SST

El COP mostró una relación directa con los SST en las dos temporadas. De acuerdo con la regresión lineal, la tasa de aumento del COP durante ambas temporadas es cercano a 0.02 mg de COP por cada miligramo de SST por l (Figura 2). Esta relación explica cerca del 60% de la variación del COP en la cuenca, aunque mostró un mejor coeficiente de determinación durante la TL (72%). La relación directa de los SST y el COP ha sido observada en otros ríos tropicales con un régimen hidrológico parecido al río Usumacinta, como el río Orinoco, Gambia y Congo (Coynel *et al*., 2005; Lesack *et al*., 1984; Moreira-Turcq *et al*., 2003).

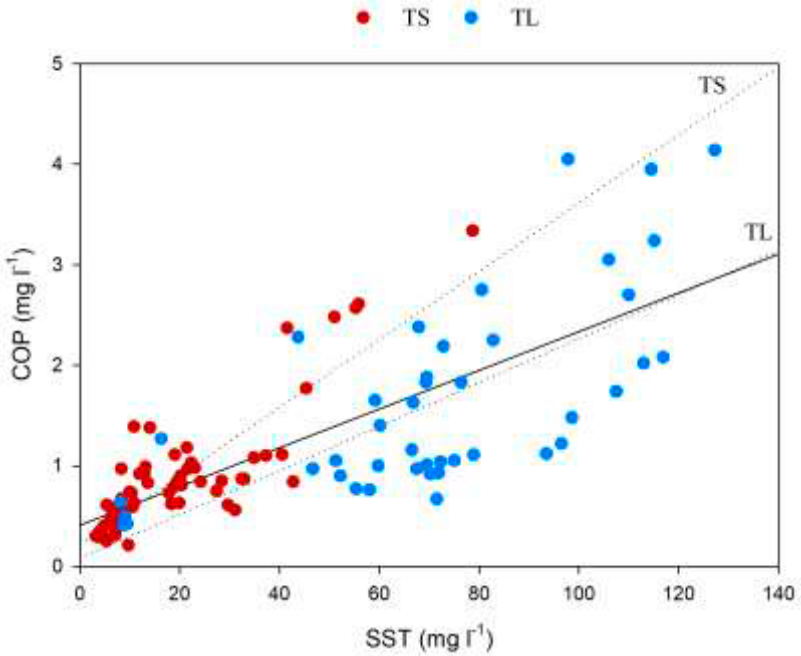

Figura 2. Relación entre los SST y el COP en el río Usumacinta.
La línea continua indica una regresión lineal general (COP = 0.41 + 0.019 * SST; r^2=0.58, p<0.001), y las punteadas indican una regresión durante la TS (COP = 0.22 + 0.034 * SST; r^2=0.72, p<0.001) y la TL (COP = 0.08 + 0.022 * SST; r^2=0.47, p<0.001).

Conclusiones

Las correlaciones entre las variables que miden la extinción de la luz, Z_{DS} y Tur, se correlacionaron significativamente con los SST considerando ambas temporadas. Sin embargo, durante la TS la Tur tuvo una mayor variación a lo largo del río, afectando su relación con los SST, por lo que su uso como indicador de los SST debe ser usado con precaución durante esa época, principalmente en estudios de percepción remota. La relación SST/Tur mostró valores cercanos a los reportados en sistemas poco perturbados, sugiriendo que, a pesar de los cambios realizados en el uso de suelo en la cuenca, el transporte de SST aún no refleja un deterioro importante. Por último, de acuerdo con el ajuste y significancia de la relación de los SST con el COP, es posible estimar indirectamente la concentración del COP transportado en el río, si se considera la variación hidrológica en el sistema.

Agradecimientos

Al PCMyL, UNAM. Al CONACYT por la beca otorgada. Se recibió apoyo financiero del proyecto FORDECYT-CONACYT 273646 “Fortalecimiento de las capacidades científicas y tecnológicas para la gestión territorial sustentable de la Cuenca del Río Usumacinta y su Zona Marina de Influencia (CRUZMI), así como su adaptación ante el cambio climático”, y del proyecto PAPIIT IN216818 “Flujos de carbono, nutrientes y sedimentos en un sistema lótico tropical”. A la fundación Natura y Ecosistemas Mexicanos AC por la logística durante la estancia en la Estación Biológica Chajul.

Literatura citada

Asp, N. E., V. J. Costa-Gomes., A. Ogston., J. C. Corrêa-Borges and C. A. Nittrouer. 2016. Sediment source, turbidity maximum, and implications for mud exchange between channel and mangroves in an Amazonian estuary. Ocean Dynamics 66:285-297.

Coynel, A., P. Seyler., H. Etcheber., M. Meybeck and D. Orange. 2005. Spatial and seasonal dynamics of total suspended sediment and organic carbon species in the Congo River. Global Biogeochemical Cycles 19:1-17.

Dittmar, T., N. Hertkorn., G. Kattner and R. J. Lara. 2006. Mangroves, a major source of dissolved organic carbon to the oceans. Global Biogeochemical Cycles 20:1-7.

Downing, J. 2006. Twenty-five years with OBS sensors: The good, the bad, and the ugly. Continental Shelf Research 26:2299-2318.

Geeraert, N., F. O. Omengo, F. Tamooh, T. R. Marwick, A. V. Borges, G. Govers and S. Bouillon. 2017. Seasonal and inter-annual variations in carbon fluxes in a tropical river system (Tana River, Kenya). Biogeosciences Discussions 14:1-27. doi.org/10.5194/bg-2017-31, 2017.

Herrero, A., J. Vila., E. Eljarrat., A. Ginebreda., S. Sabater., R. J. Batalla and D. Barceló. 2018. Transport of sediment borne contaminants in a Mediterranean river during a high flow event. Science of the Total Environment 633:1392-1402.

Laraque, A., J.-S. Moquet., R. Alkattan., J. Steiger., A. Mora., G. Adèle., B. Castellanos., C. Lagane., J. L. Lopez., J. Perez., M. Rodriguez., and J. Rosales. 2013. Seasonal variability of total dissolved fluxes and origin of major dissolved elements within a large tropical river: The Orinoco, Venezuela. Journal of South American Earth Sciences 44:4-17.

Lesack, L. F. W., R. E. Hecky and J. M. Melack. 1984. Transport of carbon, nitrogen, phosphorus, and major solutes in the Gambia River, West Africa. Limnology and Oceanography 29:816-830.

Liu, W., S. Wang., R. Yang., Y. Ma., M. Shen., Y. You., K. Hai and M. F. Baqa. 2019. Remote Sensing Retrieval of Turbidity in Alpine Rivers based on high Spatial Resolution Satellites. Remote Sensing 11:1-31.

Ludwig, W. 1997. Continental erosion and river transport of organic carbon to the world’s oceans. Mémoire, 9. Sciences Géologiques, , bulletins et mémoires. University Louis-Pasteur. Strasbourg.

Ludwig, W. and J.-L. Probst. 1998. River sediment discharge to the oceans: Present-day controls and global budgets. American Journal of Science 298:265-295.

Maie, N., O. Pisani and R. JaffÉ. 2008. Mangrove tannins in aquatic ecosystems: Their fate and possible influence on dissolved organic carbon and nitrogen cycling. Limnology and Oceanography 53:160-171.

Moreira-Turcq, P., P. Seyler., J. L. Guyot and H. Etcheber. 2003. Exportation of organic carbon from the Amazon River and its main tributaries. Hydrological Processes 17:1329-1344.

Nasrabadi, T., H. Ruegner., Z. Z. Sirdari., M. Schwientek and P. Grathwohl. 2016. Using total suspended solids (TSS) and turbidity as proxies for evaluation of metal transport in river water. Applied Geochemistry 68:1-9.

Nooren, K., W. Z. Hoek., T. G. Winkels., A. Huizinga., J. van der Plicht., R. Van Dam., S. Van Heteren., M. J. van Bergen., M. A. Prins., T. Reimann., J. Wallinga., K. M. Cohen., P. S. J. Minderhoud and H. Middelkoop. 2017. The Usumacinta–Grijalva beach-ridge plain in southern Mexico: a high-resolution archive of river discharge and precipitation. Earth Surface Dynamics 5:529-556.

Ran, L., X. X. Lu., H. Sun., J. Han., R. Li and J. Zhang. 2013. Spatial and seasonal variability of organic carbon transport in the Yellow River, China. Journal of Hydrology 498:76-88.

Rosales-Arriaga, E. R. 2012. Metodología y estimación del balance hídrico de la cuenca del Usumacinta. FORDECYT-CONACYT-CENTROGEO. Mexico, D. F.

Rügner, H., M. Schwientek., B. Beckingham., B. Kuch and P. Grathwohl. 2013. Turbidity as a proxy for total suspended solids (TSS) and particle facilitated pollutant transport in catchments. Environmental Earth Sciences 69:373-380.

Rügner, H., M. Schwientek., M. Egner and P. Grathwohl. 2014. Monitoring of event-based mobilization of hydrophobic pollutants in rivers: Calibration of turbidity as a proxy for particle facilitated transport in field and laboratory. Science of The Total Environment 490:191-198.

Schwarz, K., T. Gocht and P. Grathwohl. 2011. Transport of polycyclic aromatic hydrocarbons in highly vulnerable karst systems. Environmental Pollution 159:133-139.

Shanley, J. B., W. H. McDowell and R. F. Stallard. 2011. Long-term patterns and short-term dynamics of stream solutes and suspended sediment in a rapidly weathering tropical watershed. Water Resources Research 47:1-11.

Soares-Moraes, D. y A. García-García. 2017. La cuenca del río Usumacinta desde la perspectiva del cambio climático. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. Jiutepec, Morelos, México. 422 p.

Syvitski, J. P. M. and J. D. Milliman. 2007. Geology, Geography, and Humans Battle for Dominance over the Delivery of Fluvial Sediment to the Coastal Ocean. The Journal of Geology 115:1-19.

Wang, X.-C., R. F. Chen and G. B. Gardner. 2004. Sources and transport of dissolved and particulate organic carbon in the Mississippi River estuary and adjacent coastal waters of the northern Gulf of Mexico. Marine Chemistry 89:241-256.

Wolanski, E. 1995. Transport of sediment in mangrove swamps. Hydrobiologia 295:31-42.

Wu, J.-L., C.-R. Ho., C.-C. Huang., A. L. Srivastav., J.-H. Tzeng and Y.-T. Lin. 2014. Hyperspectral Sensing for Turbid Water Quality Monitoring in Freshwater Rivers: Empirical Relationship between Reflectance and Turbidity and Total Solids. Sensors 14:22670-22688.

3.6. Biomasa del zooplancton de un sistema de lagos kársticos del sureste de México, Chiapas

Fernández Rocío[1]; Oseguera Luis A.[1] y Alcocer Javier[1]

[1]Grupo de investigación en Limnología Tropical, FES Iztacala, Universidad Nacional Autónoma de México. Av. de los Barrios 1, Los Reyes Iztacala, C.P. 54090, Tlalnepantla, Estado de México, México.
Autor para correspondencia: biol.fernandez@gmail.com

Resumen

El objetivo del presente trabajo fue determinar la biomasa de los tres principales grupos del zooplancton de la zona pelágica de un grupo de lagos kársticos (eutróficos y oligotróficos) del Parque Nacional "Lagunas de Montebello", Chiapas, durante dos temporadas climáticas contrastantes. Se determinaron 14 especies de zooplancton dominantes en los 17 lagos de los cuales cuatro son copépodos calanoides, seis cladóceros y cuatro rotíferos. El grupo con mayor aporte de biomasa total de zooplancton fue el de los copépodos con un máximo de 962 µg PS L^{-1}. Los lagos eutróficos (772 ± 415 µg PS L^{-1}) presentaron casi 5 veces más biomasa zooplanctónica que los oligotróficos (158 ± 78 µg PS L^{-1}).

Palabras clave: *rotíferos; microcrústaceos; Lagunas de Montebello; lagos kársticos.*

Abstract

The aim of the present study was to determine the biomass of the three main zooplankton groups of the pelagic zone of a group of karstic lakes (eutrophic and oligotrophic) of the "Lagunas de Montebello" National Park, Chiapas, during two contrasting seasons. We determined 14 dominant species in the 17 lakes, of which four are calanoid copepods, six cladocerans and four rotifers. Among the three zooplanktonic groups, copepods contributed with the highest biomass with a maximum of 962 µg PS L^{-1}. Eutrophic lakes showed almost five times higher biomass of zooplankton (772 ± 415 µg PS L^{-1}) compared to the oligotrophic (158 ± 78 µg PS L^{-1}).

Key words: *rotifers; microcrustaceans; Lagunas de Montebello; karstic lakes.*

Introducción

El zooplancton tiene una importancia fundamental en la estructura y funcionamiento de los sistemas acuáticos (Lampert y Sommers, 2007); juegan un papel central en los ciclos biogeoquímicos (*Tsugeki et al*., 2009) y en los flujos de energía hacia los niveles tróficos superiores (Sarma *et al*., 2005). El zooplancton de aguas epicontinentales comprende una gran variedad de organismos que difieren en tamaño desde unas pocas micras hasta milímetros, así como presentan una amplia variedad de hábitos alimenticios (Monakov, 2003). Los grupos del zooplancton que han sido mas estudiados corresponden a los rotíferos y los microcrustáceos compuestos por cladóceros y copépodos (Lampert y Sommers, 2007).

La información proporcionada por la biomasa del zooplancton permite el estudio y modelación de fenómenos como la producción y crecimiento poblacional y el flujo de energía, entre otros (Carlotti *et al*. 2000). A pesar de que la biomasa del zooplancton brinda información valiosa para los estudios limnológicos, la mayoría de los trabajos sobre las respuestas de las comunidades del zooplancton ante la perturbación se limitan a aportar datos de abundancias, siendo poco frecuente la inclusión de esta variable biológica (Xiong *et al.*, 2020). Por lo anterior, el objetivo del presente estudio fue determinar la biomasa de los tres principales grupos del zooplancton de la zona pelágica de un grupo de lagos kársticos del

Parque Nacional "Lagunas de Montebello", tanto eutróficos como oligotróficos, durante dos temporadas estacionalmente contrastantes (cálida/lluviosa y fría/secas).

Materiales y Métodos

Área de estudio

El Parque Nacional "Lagunas de Montebello" está constituido por un conjunto de alrededor de 60 lagos kársticos; pertenecen a la subcuenca del Río Grande de Comitán correspondiente a la Región Hidrológica Nacional No. 30 "Grijalva-Usumacinta" (CONANP, 2009). La temperatura media anual es de 17.3 °C, con una precipitación media anual de 2279 mm y una evaporación media anual de 948 mm. De acuerdo con García (1988), el clima de la región es templado con verano fresco largo, húmedo, regímenes de lluvias de verano, porcentaje de precipitación invernal respecto a la total anual mayor de 10.2%; isotermal (menor de 5 °C) y marcha de la temperatura tipo Ganges. Los lagos de la porción noroeste son alimentados por el Río Grande de Comitán, su principal conexión es de tipo superficial y son eutróficos, mientras que los de la porción sureste presentan una alimentación principalmente subterránea y permanecen oligotróficos (Duran *et al.*, 2014).

Metodología

Se seccionan 17 cuerpos de agua a lo largo del sistema de fallas que cubren todo el distrito lacustre. Se incluyeron cinco lagos eutróficos y doce oligotróficos (Alcocer *et al*., 2016). Se realizaron dos campañas de muestreo en el 2015, la primera en la época fría/seca que representa la temporada de circulación (febrero) y la segunda en la época cálida/lluviosa cuando los lagos están bien estratificados (octubre); las dos épocas son hidrológicamente contrastantes donde se esperaba que se encentraran las diferencias mayores.

Las muestras de agua se obtuvieron en la zona pelágica correspondiente a la parte central y más profunda de cada lago con una botella UWITEC de 5 L. Para la obtención de las muestras de zooplancton se tomaron muestras integradas de la columna de agua hasta filtrar un total de 30 l por lago. Las muestras de agua se filtraron *in situ* a través de una malla de apertura de 54 µm; los organismos retenidos se fijaron con formaldehído al 4%. El zooplancton dominante fue identificado utilizando claves taxonómicas especializadas para rotíferos (Koste, 1978, Sarma y Nandini, 2017) y cladóceros y copépodos (Benzie, 2005; Elías-Gutiérrez *et al*., 2008; Korovchinsky, 1992, 2002; Mercado-Salas *et al*., 2012).

Para la biomasa de los rotíferos primero se calculó el biovolumen basado en las fórmulas geométricas propuestas por Ruttner-Kolisko (1997). El peso húmedo fue estimado a partir del biovolumen de cada individuo (Bottrell *et al.*, 1976*)*. El peso seco corresponde al 10% del peso húmedo (Pace y Orctt, 1981). La biomasa de los microcrustáceos fue estimada por grupo (Calanoides, Cyclopoides, copepoditos, nauplios, cladóceros *Daphnia*, y el resto de los cladóceros) poniendo los ejemplares a secar a 60°C durante 24 h, posteriormente se pesaron en un comparador de masas (precisión de 0.1 µg).

Resultados y Discusión

De acuerdo con el dendograma realizado con base en la biomasa total del zooplancton de los lagos se formaron dos grupos, el primero correspondiente a los lagos eutróficos [Balantetic (BA), Chajchaj (CH), San Lorenzo (SL), Bosque Azul (BA) y La Encantada (EC)] y el segundo compuesto por los oligotróficos [Esmeralda (ES), Ensueño (EN), Agua Tinta (AT), San José (SJ), Montebello (MB), Cinco Lagos (CL), Pojoj (PO), Kichail (KI), Tziscao (TZ), Patianú (PA), Yalalush (YA) y Dos Lagos (LD)] (Figura 1). El promedio de biomasa para los lagos eutrófico fue de 772 ± 415 µg PS L^{-1} con un rango entre 442 y 1,757

µg PS L^{-1}. En el caso de los lagos oligotróficos la biomasa varió de 53 a 288 µg PS L^{-1} con un promedio de 158 ± 78 µg PS L^{-1}.

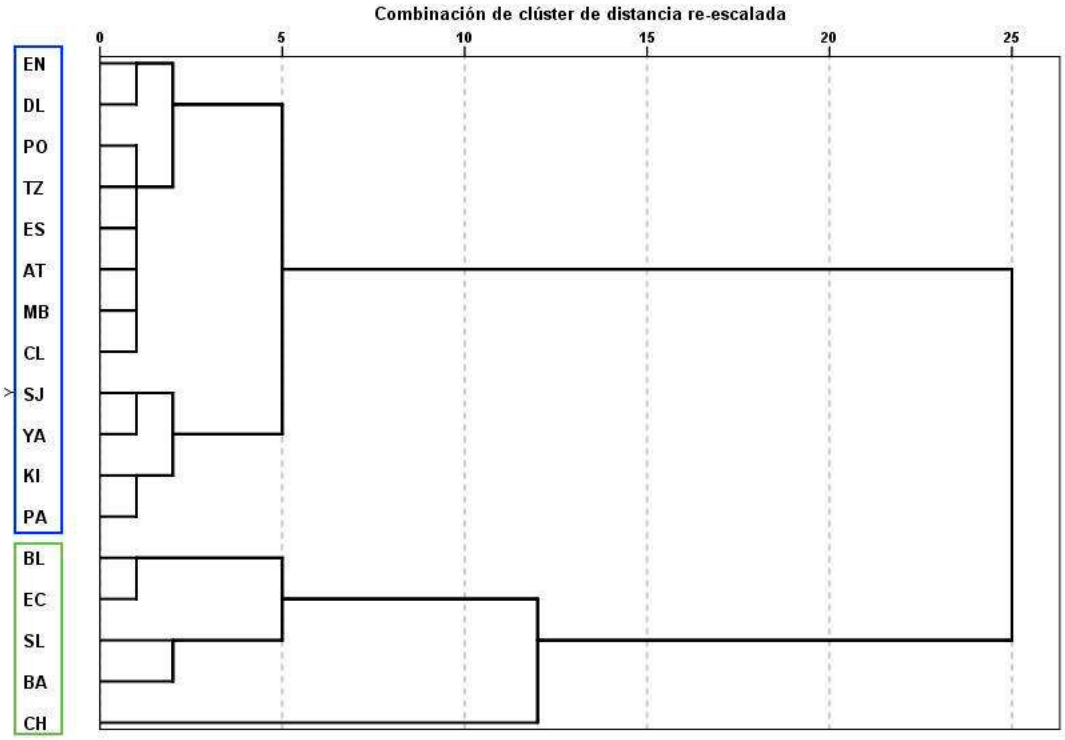

Figura 1. Dendrograma de disimilitud de los 17 lagos del Parque Nacional Lagunas de Montebello, Chiapas.
Cuadro verde lagos eutróficos y cuadro azul oligotróficos.

De 59 taxa reportados para los lagos de Montebello, 70% de las especies solo se observaron en tres cuerpos de agua o menos (Fernández *et al.*, 2020). Por lo anterior se separó en los principales grupos del zooplancton para determinar su biomasa total. De forma generalizada, las especies con mayor aporte de biomasa en los sistemas eutróficos fueron los copépodos calanoides *Matigodiaptomus montezumae* seguido de *M. nesus*, los copépodos cyclopoides del género *Mesocyclops*, los cladóceros *Moina micrura*, *Ceriodaphnia dubia*, *Eubosmina tubicen* y *Diaphanosoma birgei*, con respecto a los rotíferos *Testudinella patina*, *Keratella americana*, *K. tropica* y *Asplanchna girodi*; y para los lagos oligotróficos los copépodos calanoides *Aglodiaptomus clavipes*, *M. maya*, y nuevamente *M. nesus*, los cladóceros *Daphnia gessneri*, *D. galeata* y nuevamente *D. birgei* y *E. tubicen*.

El grupo con mayor aporte de biomasa total de zooplancton fue el de los copépodos con un máximo de 962 µg PS L^{-1}, seguido cercanamente de los cladóceros con 916 µg PS L^{-1} y para los rotíferos de 104 µg PS L^{-1} en sistemas eutróficos; por otro lado, en los lagos oligotróficos los valores máximos para los copépodos fueron de 297 µg PS L^{-1}, para los cladóceros de 99 µg PS L^{-1} y para los rotíferos de 0.2 µg PS L^{-1}.

Para la época de fría/seca en los lagos eutróficos la biomasa promedio de los copépodos fue de 325 ± 221 µg PS L^{-1} (69%), seguida de los cladóceros con 165 ± 219 µg PS L^{-1} (24%) y los rotíferos con tan solo 30 ± 46 µg PS L^{-1} (7%). En la época cálida/lluviosa los microcrustáceos se ven favorecidos con biomasas promedio de 492 ± 390 µg PS L^{-1} (55%) para los copépodos y de 356 ± 368 µg PS L^{-1} (44%) para los cladóceros, mientras que para los rotíferos se observó una disminución con una biomasa promedio de 3 ± 4 µg PS L^{-1} (1%). Se observó una diferencia significativa ($p < 0.05$) de la biomasa total entre épocas, pero no una tendencia entre lagos o por grupo (Cuadro 1).

Cuadro 1. Peso seco y porcentaje de contribución de copépodos (Cp), cladóceros (Cl) y rotíferos (Ro) de los lagos eutróficos del Parque Nacional Lagunas de Montebello, Chiapas.

Lago		Fría/Seca		Cálida/Lluviosa	
		Biomasa (µg PS L^{-1})	%	Biomasa (µg PS L^{-1})	%
BA	Cp	107.87	24.40	293.35	66.00
	Cl	230.53	52.10	149.54	33.60
	Ro	104.09	23.50	1.57	0.40
CH	Cp	549.92	46.70	831.12	47.30
	Cl	580.28	49.30	916.23	52.10
	Ro	46.16	3.90	9.73	0.60
SL	Cp	361.68	96.10	962.17	95.40
	Cl	13.40	3.60	43.98	4.40
	Ro	1.15	0.30	2.83	0.30
BA	Cp	468.74	85.10	169.32	20.20
	Cl	81.25	14.80	667.31	79.60
	Ro	0.58	0.10	2.15	0.20
EC	Cp	461.72	84.20	206.58	36.30
	Cl	86.02	15.70	362.51	63.70
	Ro	0.82	0.10	0.37	0.10

En los lagos oligotróficos, los microcrústaceos mantienen una proporción similar a la observada en los sistemas eutróficos, con biomasas promedio de 114 ± 56 µg PS L^{-1} (85%) para los copépodos y de 19 ± 15 µg PS L^{-1} (15%) para los cladóceros para la época fría/seca. También se observó un aumento en la biomasa de forma global en la época cálida/lluviosa, con valores promedio de 139 ± 85 µg PS L^{-1} (80%) para los copépodos y de 39 ± 36 µg PS L^{-1} (20%) para los cladóceros. Para ambas épocas los rotíferos aportan menos del 0.1 µg PS L^{-1} que equivale menos del 1%. Al igual que para los lagos eutróficos se observó una diferencia significativa ($p < 0.05$) entre épocas, pero no una tendencia entre lagos o por grupo (Cuadro 2).

Cuadro 2. Peso seco y porcentaje de contribución de copépodos (Cp), cladóceros (Cl) y rotíferos (Ro) de los lagos oligotróficos del Parque Nacional Lagunas de Montebello, Chiapas.

Lago		Fría/Seca		Cálida/Lluviosa		Lago	Fría/Seca		Cálida/Lluviosa	
		Biomasa (µg PS/L)	%	Biomasa (µg PS/L)	%		Biomasa (µg PS/L)	%	Biomasa (µg PS/L)	%
ES	Cp	133.48	79.90	166.73	93.20	PO	82.10	62.80	79.77	91.10
	Cl	33.59	20.10	12.22	6.80		48.64	37.20	7.76	8.90
	Ro	0.00	0.00	0.00	0.00		0.04	0.00	0.00	0.00
EN	Cp	50.22	94.20	71.73	83.50	KI	154.60	81.90	189.30	65.50
	Cl	3.05	5.70	14.05	16.40		34.00	18.00	99.50	34.40
	Ro	0.01	0.00	0.12	0.10		0.20	0.10	0.10	0.00
AT	Cp	169.80	83.20	96.20	53.30	TZ	158.71	95.10	93.37	84.20
	Cl	34.20	16.80	84.30	46.70		8.21	4.90	17.38	15.70
	Ro	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.09	0.10
SJ	Cp	111.00	89.90	279.70	79.90	PA	209.10	87.30	173.50	76.80
	Cl	12.20	9.90	70.10	20.00		30.60	12.70	52.20	23.10

Lago		Fría/Seca		Cálida/Lluviosa		Lago	Fría/Seca		Cálida/Lluviosa	
		Biomasa (µg PS/L)	%	Biomasa (µg PS/L)	%		Biomasa (µg PS/L)	%	Biomasa (µg PS/L)	%
	Ro	0.20	0.20	0.00	0.00		0.00	0.00	0.10	0.00
	Cp	116.30	92.40	131.70	89.20		139.85	92.90	297.80	75.60
MB	Cl	9.60	7.60	16.00	10.80	YA	10.64	7.10	96.31	24.40
	Ro	0.00	0.00	0.00	0.00		0.02	0.00	0.00	0.00
	Cp	90.05	90.50	167.61	89.50		64.11	83.20	62.74	77.40
CL	Cl	9.46	9.50	19.66	10.50	DL	12.92	16.80	18.24	22.50
	Ro	0.00	0.00	0.03	0.00		0.02	0.00	0.08	0.10

Existen pocos estudios relacionados con el peso seco del zooplancton o biomasa en sistemas tropicales (Fernández *et al*., 2020). Los datos reportados en este estudio son consistentes con lo reportado para sistemas eutróficos e hipereutróficos que varían de 273 a 1,156 µg PS L^{-1} (Carrillo, 2001). De igual manera, la biomasa determinada en los lagos oligotróficos concuerda con González *et al*. (2002) que reportan valores entre 28 y 49 µg PS L^{-1}. Se encontró que el grupo que contribuye con mayor biomasa fue el de los copépodos, tanto los calanoides como los cyclopoides, aunque esto puede variar en algunas ocasiones como el caso de los lagos Balantetic y Chajchaj donde los cladóceros son el grupo que mayor contribución (Cuadro 1). Lo anterior difiere con lo reportado en otros trabajos que sugieren que los cladóceros son los que aportan mayor biomasa al zooplancton tropical (*e.g.* Bonecker *et al.*, 2007).

Conclusiones

La mayor biomasa se encontró en el lago eutrófico Chajchaj (1757 µg PS L^{-1}) y el lago con menor biomasa fue el oligotrófico Ensueño (53 µg PS L^{-1}). La temporada con mayor biomasa promedio fue la cálida/lluviosa con 308 ± 358 µg PS L^{-1} para los lagos eutróficos y 64 ± 80µg PS L^{-1} para los oligotróficos. Las especies con mayor aporte de biomasa en los sistemas eutróficos fueron dos copépodos calanoides, los cyclopoides del género *Mesocyclops*, cuatro cladóceros y cuatro rotíferos. Para los lagos oligotróficos el mayor aporte de biomasa lo aportaron tres copépodos calanoides y cuatro cladóceros. Los copépodos fueron los que mayor aporte tuvieron a la biomasa total, aunque varió del 20 al 95%, seguido de los cladóceros con un aporte entre el 4 y el 80%. Los rotíferos fue el grupo que menor aporte tuvo con un rango entre 0 al 20%.

Agradecimientos

La presente investigación recibió el apoyo financiero del Fondo Sectorial de Investigación y Desarrollo Sobre el Agua (CONAGUA-CONACYT 167603) y el PAPIIT (IN219215 e IV200319). RF agradece al Programa de Becas Posdoctorales, DGAPA por el financiamiento. Se agradece al Parque Nacional "Lagunas de Montebello" (CONANP), a los comisarios ejidales y a las comunidades locales por todas las facilidades brindadas para la realización de los muestreos, así como a todos los participantes en el trabajo de campo y/u obtención de datos fisicoquímicos.

Literatura citada

Alcocer, J., L. A. Oseguera, G. Sánchez, C. G. González, J. R. Martínez and R. González. 2016a. Bathymetric and morphometric surveys of the Montebello Lakes, Chiapas. Journal of Limnology 75:56-65 DOI:10.4081/jlimnol.2016.1343

Benzie, J. A. H. 2005. Cladocera: the genus Daphnia (including Daphniosis). Ghent, Leyden: Kenobi Productions & Backhuys Publishers.

Bonecker, C.C., Nagae, M.Y., Bletller, M.C.M., Velho, L.F.M., Lansac-Toˆha, F.A. 2007. Zooplankton biomass in tropical reservoirs in southern Brazil. Hydrobiologia, 579:115-123.

Bottrell, H.H., A. Duncan, Z.M.V. Gliwicz, E. Grygierek and A. Herzig, A., Hillbricht-Ilkowska, H., Kurasawa, Larsson, P., Weglenska, T. 1976. A review of some problems in zooplankton production studies. Norwegian Journal of Zoology 24: 419–456

Carlotti, F., J. Giske and F. Werner F. 2000. ICES Zooplankton Methodology Manual. Academic Press. 684 p.

Carrillo V.M. 2001. Distribución espacial en el embalse la Mariposa (Distrito Capital) de julio a diciembre del 2000. Trabajo especial de grado. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 41 p.

CONANP. 2009. Estudio para el monitoreo de la calidad del agua de las lagunas en el Parque Nacional Lagunas de Montebello. 59 p.

Durán, I., O. Escolero, E. Muñoz, M. Castillo y G. Silva. 2014. Cartografía geomorfológica a escala 1:50000 del Parque Nacional Lagunas de Montebello, Chiapas (México). Boletín la Sociedad Geológica Mexicana 66:263-277.

Elías-Gutiérrez, M., Suárez-Morales, E., Gutiérrez-Aguirre, M. A., Silva-Briano, M., Granados-Ramírez, J. G., and GarfiasEspejo, T. 2008. Cladocera y Copepoda de las aguas continentales de México. Guía ilustrada. UNAM. México D.F.: Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad/ El Colegio de la Frontera Sur/ Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología/ Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

Fernández, R., Alcocer, J. and Oseguera, L.A. 2020. Zooplankton biodiversity in tropical karst lakes of southeast Mexico, Chiapas. Revista Mexicana de Biodiversidad. 91: e913184

García, E. 1988. Modificaciones al Sistema de Clasificación climática de Köppen: México. Offset Larios 219 p.

González E.J., Ortaz M., Matos M.L., Mendoza J., Peñaherrera C. and Carrillo V.M. 2002. Zooplancton de dos embalses neotropicales con distintos estados tróficos. Interciencia 27:551-558

Korovchinsky, N. M. 1992. Sididae and Holopediidae. Guides to the identification of the microinvertebrates of the continental waters of the World, 3. The Hague: Academic Publishing. 196 p.

Korovchinsky, N. M. 2002. Description of two new species of Diaphanosoma Fischer, 1850 (Crustacea, Branchiopoda, Sididae) from the United States and Canada and species richness of the genus in North America. Hydrobiologia, 489: 45–54.

Koste, W. (1978). Rotatoria. Die Rädertiere Mitteleuropas, 2. Berlin: Gebrüder Borntraeger. 673 p.

Lampert W. and Sommers U. 2007. Limnoecology. Oxford. 336 p.

Monakov, A.B. 2003. Feeding of freshwater invertebrates. Kenobi. 373 p.

Mercado-Salas, N. F., C. Pozo, J.J. Morrone, and E: Suárez-Morales. 2012. Distribution patterns of the American species of the freshwater genus Eucyclops (Copepoda: Cyclopoida). Journal of Crustacean Biology, 32: 457–464. https://doi.org/10.1163/193724012X626502

Pace, M.L., Orcutt J.D.Jr. 1981. The relative importance of protozoans, rotifers and crustaceans in a freshwater zooplankton community. Limnology and Oceanography 26:822-830

Ruttner-Kolisko, A. 1977. Suggestions for biomass calculation of plankton rotifers. Archiv für Hydrobiologie Beihefte Ergebnisse der Limnologie. 8:71–76

Sarma S.S.S., Nandini S. and Gulati R. 2005. Life history strategies of cladocerans: comparisons of tropical and temperate taxa. Hydrobilogia 542:315-333.

Sarma, S. S. S., and Nandini, S. 2017. Rotíferos mexicanos (Rotifera). Manual de Enseñanza. UNAM. 148 p.

Tsugeki N.K., Ishida S. and Urabe J. 2009. Sedimentary records of reduction in resting egg production of *Daphinia galeata* in lake Biwa during the 20th century: a posible effect of Winter warming. Journal of paleolimnology 42:155-165

Xiong W., Huang X., Chen Y., Fu R., Du X. Chen X. and Zhan A. 2020. Zooplankton biodiversity monitoring in polluted freshwater ecosystems: A technical review. Environmental Science and Ecotechnology 1 (2020) 100008.

3.7. Dinámica estacional de las fuentes de carbono de los macroinvertebrados bentónicos en arroyos del Río Lacantún

Cortés-Guzmán Daniela[1]; Alcocer Javier[2]; Planas Dolores[3]; Cuevas-Lara Daniel[1]; Soria-Reinoso Ismael[1] y Oseguera Luis A.[2]

[1]Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México. Av. Universidad 3000, Delegación Coyoacán, C.P. 04510, Ciudad de México, México.
[2]Grupo de investigación en Limnología Tropical, FES Iztacala, Universidad Nacional Autónoma de México. Av. de los Barrios 1, Los Reyes Iztacala, C.P. 54090, Tlalnepantla, Estado de México, México.
[3]GEOTOP, Université du Québec à Montréal. Centre Ville H3C 3P8. Montreal, Canadá.
Autor para correspondencia: jalcocer@unam.mx

Resumen

Estudios recientes en zonas tropicales cuestionan la validez del paradigma sobre la mayor importancia de las fuentes alóctonas de carbono (C) para las comunidades de los ríos de cabecera templados. La estacionalidad climática tropical, definida por el patrón de precipitación, conlleva una variación en la abundancia de fuentes alóctonas versus autóctonas en los ríos, reflejada en la asimilación de los consumidores. El objetivo de este estudio fue evaluar la variación estacional en la asimilación de las fuentes de C por parte de los macroinvertebrados bentónicos (MIB) en dos arroyos tropicales de cabecera de la subcuenca del Río Lacantún, Chiapas. Los arroyos se muestrearon durante un año; se tomaron muestras de los MIB y de las fuentes potenciales de C de origen tanto autóctono como alóctono. Se analizó el contenido de C y nitrógeno (N) elemental de las fuentes y la señal isotópica ($\delta^{13}C$) de las fuentes y de los MIB. Las fuentes de C autóctonas presentaron un mayor valor nutricional que las alóctonas en ambos arroyos y temporadas. En el arroyo prístino José la asimilación de fuentes autóctonas aumentó en la temporada de secas. Por el contrario, en el arroyo Mario no se observaron diferencias en la asimilación de fuentes entre temporadas, probablemente asociado a que este arroyo se encuentra en una zona perturbada por actividades agrícolas, por lo cual se ha perdido la dinámica estacional. En ambos arroyos y temporadas la asimilación de fuentes autóctonas de C superó el 40%, lo cual confirma la importancia de estos recursos en arroyos tropicales de primer orden de zonas boscosas.

Palabras clave: *isótopos estables de carbono; fuentes alimenticias autóctonas; fuentes alimenticias alóctonas; Selva Lacandona; Reserva de la Biósfera Montes Azules; México.*

Abstract

Recent studies challenge the paradigm of the higher importance of allochthonous carbon (C) sources to the temperate headwater streams communities. Tropical seasonality, defined by the precipitation pattern, leads to a variation in the autochthonous source abundance, reflected in the consumers' resource assimilation. This study aims to evaluate the seasonal variation in the C source assimilation of the benthic macroinvertebrates (BMI) in two tropical headwater streams in the Lacantún River subbasin, Chiapas. The streams were sampled throughout a year; we sampled the BMIs and its potential autochthonous and allochthonous C sources. We analyzed the sources elemental C and nitrogen (N) content and the sources and BMI isotopic signaling ($\delta^{13}C$). The autochthonous C sources had a higher nutritional quality than the allochthonous sources in both streams and seasons. In the José stream, the autochthonous sources assimilation increased in the dry season. On the contrary, in the Mario stream, we did not find differences in the source assimilation between seasons, likely related to the perturbation of the ecosystems around the stream that hinders the seasonal dynamics. In both streams and seasons, the autochthonous C sources

assimilation was higher than 40%, which reinforce the importance of this feeding resources in tropical, first order, forested streams.

Key words: *carbon stable isotopes; autochthonous food sources; allochthonous food sources; Lacandona Jungle; Montes Azules Biosphere Reserve; Mexico.*

Introducción

Desde la publicación del *Concepto del Río Continuo* (Vannote *et al.,* 1980) se estableció que las redes tróficas de ríos de primeros órdenes son principalmente dependientes de fuentes de carbono (C) alóctonas, puesto que la sombra del bosque ribereño limita el crecimiento de productores primarios acuáticos, a la vez que aporta grandes cantidades de material orgánico al canal. Esto da por resultado redes tróficas simples y cortas, debido a la baja eficiencia en la transferencia energética derivada del bajo contenido nutricional de los detritos alóctonos (Briand, 2017). Sin embargo, este concepto fue propuesto para ríos de zonas boscosas templadas y parece no aplicar bien a arroyos de zonas tropicales. Por el contrario, modelos recientes han enfatizado la importancia de las fuentes de C algal en la red trófica de los metazoos en ríos tropicales (Humphries *et al.*, 2014; Thorp *et al.*, 2006).

La estacionalidad de la zona tropical está definida por el patrón de precipitación. Las condiciones relativamente constantes de radiación solar y un régimen de precipitación contrastante determinan periodos de lluvias intensas y de secas o de baja precipitación. Esta estacionalidad rige la hidrología de las cuencas en la zona tropical (Lewis, 2008). Los productores primarios acuáticos pueden incrementar su abundancia en las temporadas de bajo flujo, por lo cual suelen ser un recurso alimenticio de mejor calidad que los detritos (Lau *et al.*, 2009) aunque disponible sólo temporalmente. A pesar de que su cantidad puede ser reducida, la calidad de los recursos autóctonos es elevada y por lo tanto probablemente sean preferidos por los macroinvertebrados bentónicos (MIB). En consecuencia, los recursos basales de C de las redes tróficas de los MIB podrían cambiar estacionalmente de detritos alóctonos en temporadas de lluvias a productores primarios autóctonos en temporadas de secas.

Las fuentes alimenticias de C pueden determinarse mediante el análisis de isótopos estables ($\delta^{13}C$). Este método es útil puesto que el carbono presenta poco fraccionamiento en las transferencias tróficas y los consumidores incorporan la señal isotópica de sus fuentes por periodos relativamente largos (Michener y Lajtha, 2007). Por lo anterior, el objetivo de este trabajo fue evaluar la variación estacional (temporada de lluvias y de secas) en la asimilación de los recursos basales de C de origen autóctono y alóctono de los MIB en dos arroyos tropicales de primer orden de la subcuenca del Río Lacantún en Chiapas, México.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El Río Lacantún forma parte de la cuenca del Río Usumacinta, el sistema fluvial más importante de México (Muñoz-Salinas y Castillo, 2013). La subcuenca del Río Lacantún se encuentra en el estado de Chiapas, abarca 12 526 km^2 y latitudinalmente se encuentra en la zona de monzones, por lo cual el clima se caracteriza por una temporada cálida y lluviosa (mayo a octubre) y una temporada fría y seca (noviembre a abril) (García, 1988). La Reserva de la Biósfera "Montes Azules" (RBMA) se encuentra en la subcuenca y abarca una sección importante de la Selva Lacandona. Múltiples arroyos conforman la subcuenca y juegan un papel importante en el balance ecológico de la región (Carabias Lilo *et al.*, 2000). Se seleccionaron dos arroyos de primer orden afluentes del Río Lacantún, José y Mario. Los arroyos se encuentran separados 7.1 km. José se encuentra dentro de la RBMA, rodeado de bosque nativo y en buen

estado de conservación; tiene 1321 m de largo, 4.0 ± 1.1 m de ancho y 0.4 ± 0.2 de profundidad. Mario se encuentra fuera de la RBMA, por lo cual presenta alteraciones por cambio de uso del suelo a agricultura; no obstante, conserva parte del bosque ribereño nativo. Su longitud es de 3280 m, su ancho de 3.1 ± 1.6 m y su profundidad media de 0.4 ± 0.3 m.

Metodología

Los dos arroyos seleccionados fueron muestreados bimestralmente durante un año (junio, septiembre, octubre 2018 y enero, marzo y mayo 2019). La estación meteorológica "Montes Azules" reportó condiciones lluviosas de mayo a octubre de 2018, con precipitación entre 158.0 y 298.8 mm. Entre noviembre de 2018 y abril de 2019 se reportaron condiciones de baja precipitación, entre 26.8 y 116.4 mm. En cada arroyo se seleccionó un segmento de 100 m. Con una sonda multiparamétrica (Hydrolab DS5, EUA) se midieron variables ambientales [temperatura (T), oxígeno disuelto (OD), pH, conductividad eléctrica (K_{25}) y turbidez (Tur)] en tres puntos (a ¼, ½ y ¾ del ancho total) cada 20 m en cada segmento. Adicionalmente, en cada punto se midió el ancho y la profundidad del canal y la velocidad de la corriente con un flujómetro Swoffer 3000 (EUA). El área transversal (ancho x profundidad) y la velocidad de la corriente se usaron para calcular el caudal (Q). El porcentaje de sombra que cubre los arroyos se midió con sensores de luz Hobo UA 002 (EUA) puestos directamente al sol (100%) y en la superficie del agua y sumergidos a profundidad media en los arroyos.

Las muestras de MIB se recolectaron con una red tipo D (apertura de poro 0.5 mm) a lo largo de cada segmento. Los MIB se separaron y cuantificaron. Para los análisis posteriores se utilizaron sólo los MIB más frecuentes (>30%) y con una contribución significativa (>5%) a la biomasa. Se tomaron muestras de las fuentes basales potenciales de C para los MIB tanto de origen alóctono (hojarasca del bosque ribereño) como autóctono (macrófitas y algas bentónicas). Las muestras de las fuentes de C y de los MIB se secaron a 60 °C por 48 h y se maceraron en un mortero de ágata para su posterior análisis elemental y de isótopos estables.

Los análisis de realizaron en el GEOTOP, Université du Québec à Montréal, Canadá. Una submuestra de las fuentes alimenticias se analizó en un analizador elemental Carlo Erba Instruments NC 2500 (Alemania) para conocer su valor nutricional con base en su contenido de C y nitrógeno (N). Los isótopos estables se analizaron con un espectrómetro de masas Micromass Isoprime 100 acoplado a un analizador elemental de flujo continuo Elementar Vario MicroCube (Alemania). Las muestras de las fuentes de C y de los MIB de cada muestreo se pesaron en cápsulas de estaño para obtener la misma cantidad de CO_2 de las muestras y los materiales de referencia. Se utilizaron dos materiales internos de referencia ($\delta^{13}C$=-28.73±0.06‰ y -11.85±0.04‰) para normalizar los resultados en la escala NBS19-LSVEC. Un tercer material de referencia ($\delta^{13}C$=-17.04±0.11‰) se analizó para asegurar la exactitud de la normalización. Los resultados se obtuvieron en unidades delta (δ) en ‰ *vs* Vienna PeeDee Belemite (VPDB). La incertidumbre analítica es mejor que ±0.1‰. Finalmente, se utilizó un modelo bayesiano del software MixSIAR (Stock y Semmens, 2016) para obtener el porcentaje de contribución de cada fuente de C a la dieta de los MIB. Las diferencias de la contribución de las fuentes entre épocas fueron evaluadas con un ANDEVA de dos vías en SigmaPlot 14.0.

Resultados y Discusión

Parámetros fisicoquímicos

Los arroyos José y Mario son de aguas cálidas, bien oxigenadas, neutras a ligeramente básicas. José tiene menor T y Tur y mayor K_{25} y pH que Mario. El OD es similar entre arroyos (Cuadro 1). Adicionalmente, Mario presenta una mayor variabilidad ambiental, esto es, sus rangos de variación son

más amplios que en José. La estacionalidad climática -temporadas de lluvias y secas- se reflejó en la T ($p<0.05$), Q ($p<0.001$) y Tur ($p<0.05$).

Cuadro 1. Parámetros fisicoquímicos de los arroyos José y Mario, Río Lacantún, Chiapas, durante las temporadas de lluvias y secas 2018-2019.

Temporada		José						Mario					
		T	OD	pH	K_{25}	Tur	Q	T	OD	pH	K_{25}	Tur	Q
TL	X	22.2	7.5	8.1	9588	12	0.29	25.5	7.1	6.9	73	30	0.16
	DS	0.6	0.7	0.3	8	14	0.03	0.7	0.6	0.3	21	38	0.15
TS	X	23.2	737	739	1069	3	0.18	24.7	6.2	6.5	63	18	0.04
	DS	0.5	1.2	0.1	96	12	0.04	1.9	1.7	0.2	23	38	0.01

TL: temporada de lluvias; TS: temporada de secas; X: promedio; DS: desviación estándar; T: temperatura (°C); OD: oxígeno disuelto (mg L^{-1}); K_{25}: conductividad eléctrica (µS cm^{-1}); Tur: turbidez (NTU); Q: caudal (m^{-3} s^{-1}).

Contenido nutricional de las fuentes basales de C de los MIB

La proporción C:N difirió entre fuentes de C en ambos arroyos ($p<0.05$), aunque no entre temporadas ($p>0.1$). En ambos arroyos, las fuentes de C de origen autóctono tuvieron un valor C:N más bajo que las de origen alóctono, por lo cual su valor nutricional es mayor (Figura 1) (Shurin *et al.*, 2006). En ambos arroyos y ambas temporadas, las fuentes alóctonas de C estuvieron isotópicamente empobrecidas con respecto a las autóctonas (Figura 1). El elevado valor nutritivo de los productores primarios acuáticos, especialmente de las algas, con respecto a los productores primarios terrestres es ampliamente reconocido en la literatura *(p.ej.*, Guo *et al.*, 2016; Lau *et al.*, 2009). La hojarasca de origen terrestre tiene menor calidad nutricional por su alto contenido de compuestos recalcitrantes como la celulosa, la lignina, las hemicelulosas y ácidos grasos de cadena corta (Meyers y Ishiwatari, 1993), lo cual se refleja en su alto contenido de C (elevado C:N). Por el contrario, las algas tienen un contenido de N proporcionalmente más alto que de C, menos compuestos recalcitrantes y un alto contenido de ácidos grasos poliinsaturados de cadena larga, que son de alta calidad nutritiva para los MIB (Guo *et al.*, 2016).

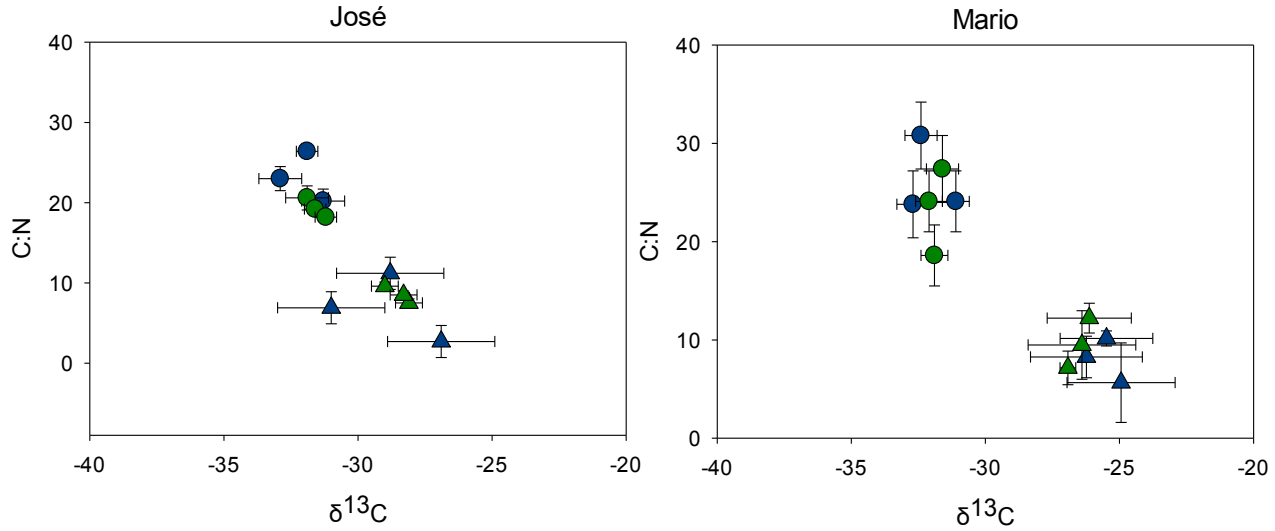

Figura 1. Promedio (± desviación estándar) de la proporción C:N y del $\delta^{13}C$ de las fuentes basales de C de los MIB en los arroyos José y Mario, Río Lacantún, Chiapas, en las temporadas de lluvias (símbolos azules) y de secas (símbolos verdes).
Círculos: fuentes alóctonas; triángulos: fuentes autóctonas.

La contribución porcentual de las fuentes basales de C a la dieta de los MIB varió entre temporadas en José solamente (Cuadro 2). Las fuentes autóctonas de C en José aumentaron significativamente en la

temporada de secas con respecto a la de lluvias ($p<0.05$), aunque tuvieron mayor contribución que las alóctonas en ambas temporadas. Las fuentes autóctonas de C en Mario representaron una menor contribución que las alóctonas durante todo el año ($p<0.05$); además, no se encontró una diferencia significativa en la asimilación de cada tipo de recurso entre ambas temporadas ($p>0.05$). En general, la contribución de las fuentes alóctonas y autóctonas de C estuvo cercana al 50-50% en ambos arroyos y temporadas (Figura 2), es decir, que ambos tipos de recursos alimenticios representan una fuente importante de C a la dieta de los MIB. La contribución de las fuentes autóctonas de C a lo largo del año (Figura 2) fue mayor en José (60.3 ± 0.06) que en Mario (49.3 ± 0.05), a pesar de que José es un arroyo más sombreado (78% en Mario, 92% en José).

Cuadro 2. Porcentaje (promedio ± desviación estándar) de contribución de las fuentes basales de C a la dieta de los MIB en los arroyos José y Mario, Río Lacantún, Chiapas en las temporadas de lluvias y secas 2018-2019.

	José		Mario	
	Fuentes autóctonas	**Fuentes alóctonas**	**Fuentes autóctonas**	**Fuentes alóctonas**
TL	51.0 ± 0.20	49.0 ± 0.20	43.6 ± 0.25	56.4 ± 0.21
TS	58.3 ± 0.21	41.7 ± 0.21	39.3 ± 0.22	60.7 ± 0.18

TL: temporada de lluvias; TS: temporada de secas

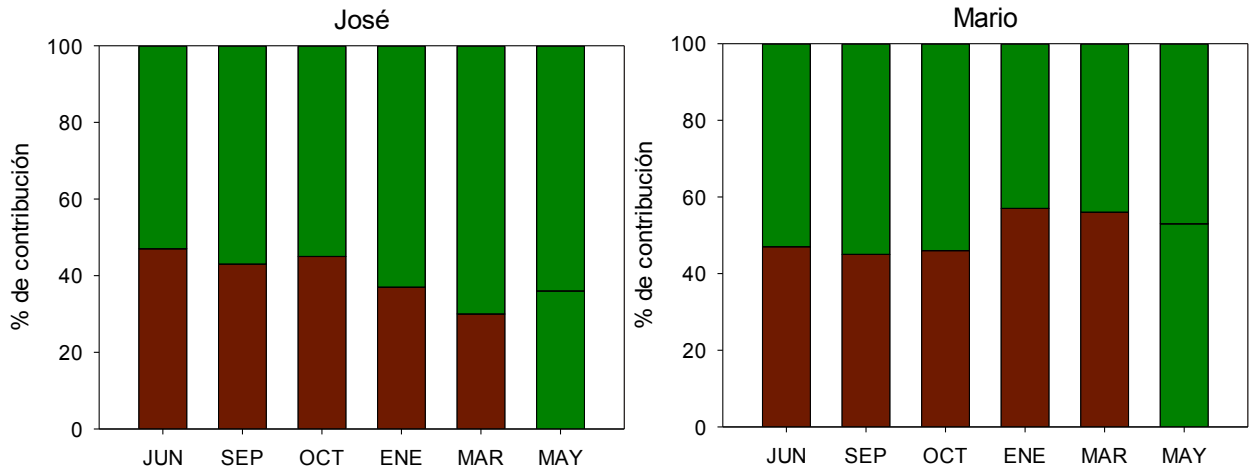

Figura 2. Porcentaje de contribución de las fuentes basales de C a la dieta de los MIB en los arroyos José y Mario, Río Lacantún, Chiapas (junio 2018 a mayo 2019).
Barras marrones: fuentes alóctonas; barras verdes: fuentes autóctonas.

La asimilación de fuentes de C autóctonas por parte de los MIB en el arroyo José aumentó durante la temporada de secas de forma similar a lo que se ha encontrado en otros arroyos tropicales (Frauendorf *et al.*, 2013; Lau *et al.*, 2009). Los consumidores con recursos alimenticios de mejor calidad, como las algas, pueden crecer más rápido y alcanzan tasas reproductivas mayores, lo cual los hace más resistentes a la depredación e incrementa la estabilidad de la red (Guo *et al.*, 2016). Por el contrario, el consumo de fuentes de C autóctonas en Mario no cambió estacionalmente. Mario es un arroyo más perturbado que José, puesto que se encuentra fuera de la RBMA. A pesar de que conserva parte del bosque ribereño, los alrededores del arroyo han sido modificados por prácticas agrícolas (Carabias Lilo *et al*., 2000), lo cual probablemente tenga efectos sobre su dinámica estacional. Debido a que su porcentaje de sombra es menor, los productores primarios acuáticos están menos limitados por la luz en Mario que en José y su crecimiento no está restringido a la temporada de bajo flujo (secas). La disponibilidad permanente de ambos tipos de recursos alimenticios resulta en un consumo constante por parte de los MIB, por lo cual la asimilación no cambió entre temporadas.

Por otro lado, el menor consumo de recursos autóctonos en Mario respecto a José a lo largo del año pudo estar relacionado con la dominancia de las cianobacterias en Mario en comparación con la dominancia de diatomeas en José. Las prácticas agrícolas suelen incrementar la concentración de nutrientes en los arroyos, que a su vez favorece el crecimiento de cianobacterias (Borduqui y Ferragut, 2012). Las cianobacterias no suelen ser consumidas por invertebrados porque tienen estrategias que las hace poco palatables, como la morfología filamentosa o colonial, cubierta mucilaginosa y producción de toxinas (Jones *et al*., 1998; Tillmanns *et al*., 2008). No obstante, en ambos arroyos la asimilación de recursos alimenticios autóctonos fue alta (≥40%) durante todo el año, lo que confirma que este tipo de recursos juega un papel fundamental en la red trófica de los MIB en arroyos tropicales, como ha sido sugerido por otros autores (Dudgeon *et al*., 2010; Li y Dudgeon, 2008; Neres-Lima *et al*., 2016).

Conclusiones

Las fuentes basales de C en los arroyos José y Mario mostraron diferencias en su calidad nutricional. Los recursos alimenticios alóctonos tuvieron un valor más elevado del cociente C:N, por lo tanto, una menor calidad nutricional que los recursos alimenticios autóctonos. Adicionalmente, las señales isotópicas difirieron entre fuentes alóctonas y autóctonas, lo que permitió diferenciar las preferencias de consumo de los MIB. En el arroyo José, mejor conservado que el arroyo Mario, se observó la tendencia estacional esperada con un incremento en el consumo de recursos autóctonos durante la temporada de secas con respecto a la temporada de lluvias. No obstante, durante todo el año el consumo de algas fue significativo (>50%) y fue mayor que en el arroyo Mario. En el arroyo Mario, no se observaron cambios en la asimilación de recursos autóctonos o alóctonos entre temporadas. A pesar de las diferencias en la dinámica estacional, en ambos arroyos la asimilación de recursos autóctonos fue ≥ 40%, lo que demuestra la importancia de estos recursos en las redes tróficas de los MIB en arroyos tropicales de primer orden en zonas boscosas.

Agradecimientos

Al Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM y al CONACYT. Este trabajo fue financiado por el proyecto FORDECYT-CONACYT 273646 “Fortalecimiento de las capacidades científicas y tecnológicas para la gestión territorial sustentable de la Cuenca del Río Usumacinta y su Zona Marina de Influencia (CRUZMI), así como su adaptación ante el cambio climático” y el proyecto PAPIIT IN216818 “Flujos de carbono, nutrientes y sedimentos en un sistema lótico tropical”. A la Fundación Natura y Ecosistemas Mexicanos AC y al personal de la estación biológica Chajul por su apoyo logístico en el trabajo de campo. A Agnieszka Adamowicz y al Dr. Jean- François Hélie del GEOTOP por los análisis de isótopos estables.

Literatura citada

Borduqui, M. and C. Ferragut. 2012. Factors determining periphytic algae succession in a tropical hypereutrophic reservoir. Hydrobiologia 683:109–122.

Briand, F. 2017. Structural singularities of freshwater food webs. SIL Proceedings, 1922-2010 22:3356–3364.

Carabias Lilo, J., E. Provencio, J. de la Maza Elvira, D. Gutiérrez Carbonell, M. Gómez Cruz, y A. López Portillo U. 2000. Programa de Manejo Reserva de la Biósfera Montes Azules. (J. Carabias Lilo, E. Provencio, J. de la Maza Elvira, D. Gutiérrez Carbonell, M. Gómez Cruz, and A. López Portillo U, Eds.). First Edit. Dirección Ejecutiva de Participación Social, Enlace y Comunicación, INE, Ciudad de México, México.

Dudgeon, D., F. K. W. Cheung, and S. K. Mantel. 2010. Foodweb structure in small streams: do we need different models for the tropics? Journal of the North American Benthological Society 29:395–412.

Frauendorf, T. C., C. Colón-Gaud, M. R. Whiles, T. R. Barnum, K. R. Lips, C. M. Pringle, and S. S. Kilham. 2013. Energy flow and the trophic basis of macroinvertebrate and amphibian production in a neotropical stream food web. Freshwater Biology 58:1340–1352.

García, E. 1988. Modificaciones al Sistema de Clasificación climática de Köppen: México. Offset Larios 219 pp

Guo, F., M. J. Kainz, F. Sheldon, and S. E. Bunn. 2016. The importance of high-quality algal food sources in stream food webs - current status and future perspectives. Freshwater Biology 61:815–831.

Humphries, P., H. Keckeis, and B. Finlayson. 2014. The river wave concept: Integrating river ecosystem models. BioScience 64:870–882.

Jones, J. I., B. Moss, J.O. and Young. 1998. Interactions between periphyton, non-molluscan invertebrates and fish in standing freshwaters. In E. Jeppesen, M. A. Søndergaard, M. O. Søndergaard and M. Christofersen (Eds.), The Structuring Role of Submerged Macrophytes in Lakes (pp. 69 – 90). New York: Springer-Verlag.

Lau, D. C. P., K. M. Y. Leung, and D. Dudgeon. 2009. What does stable isotope analysis reveal about trophic relationships and the relative importance of allochthonous and autochthonous resources in tropical streams? A synthetic study from Hong Kong. Freshwater Biology 54:127–141.

Lewis, W.M. 2008. Physical and Chemical Features of Tropical Flowing Waters. En: Dudgeon D. (ed). Tropical Stream Ecology. Elsevier Academic Press.

Li, A. O. Y., and D. Dudgeon. 2008. Food resources of shredders and other benthic macroinvertebrates in relation to shading conditions in tropical Hong Kong streams. Freshwater Biology 53:2011–2025.

Meyers, P.A. and R. Ishiwatari. 1993. Lacustrine organic geochemistry – An overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. Organic Geochemistry 20:867–900.

Michener, R., and K. Lajtha. 2007. Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science. (R. Michener and K. Lajtha, Eds.). Second Edi. Blackwell Publishing, Oxford.

Muñoz-Salinas, E., and M. Castillo. 2013. Sediment and Water Discharge Assessment on Santiago and Pánuco Rivers (Central Mexico): The Importance of Topographic and Climatic Factors. Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography 95:171–183.

Neres-Lima, V., E. F. Brito, F. A. M. Krsulović, A. M. Detweiler, A. E. Hershey, and T. P. Moulton. 2016. High importance of autochthonous basal food source for the food web of a Brazilian tropical stream regardless of shading. International Review of Hydrobiology 101:132–142.

Shurin, J. B., D. S. Gruner, and H. Hillebrand. 2006. Review All wet or dried up? Real differences between aquatic and terrestrial food webs. Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences 273:1–9.

Stock, B. C. and B. X. Semmens. 2016. MixSIAR GUI User Manual. Version 3.1. https://github.com/brianstock/MixSIAR/. doi:10.5281/zenodo.47719.

Thorp, J. H., M. C. Thoms, and M. D. Delong. 2006. The riverine ecosystem synthesis: Biocomplexity in river networks across space and time. River Research and Applications 22:123–147.

Tillmanns, A. R., A.E. Wilson, F.R. Pick, and O. Sarnelle. 2008. Meta-analysis of cyanobacterial effects on zooplankton population growth rate: Species-specific responses. Fundamental and Applied Limnology 171(4):285–295.

Vannote, R. L., G. W. Minshall, K. W. Cummins, J. R. Sedell, and C. E. Cushing. 1980. The River Continuum Concept. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences 37:130–137.

3.8. Hacia el acoplamiento Energía-Agua-Carbono: perspectiva de promedios de largo plazo

Paz-Pellat Fernando[1]

[1]GRENASER, Campus Montecillo, Colegio de Postgraduados, Montecillo, Estado de México.
Autor para correspondencia: ferpazpel@gmail.com

Resumen

La Iniciativa Energía-Agua-Carbono del Programa Mexicano del Carbono, plantea el estudio de sus interacciones para expandir el contexto del ciclo del carbono. Para avanzar en los objetivos planteados, en este trabajo se desarrolla una aproximación al balance agua y energía, acoplado a la cobertura aérea de la vegetación en una cuenca. Se analiza y parametriza el modelo de Fu tipo Budyko, en función de la cobertura aérea de la vegetación leñosa, en una cuenca australiana. Los resultados muestran que es posible acoplar la vegetación (carbono) con el balance de agua y energía, en una perspectiva de promedios de largo plazo.

Palabras clave: *balance agua y energía; modelos tipo Budyko; modelo de Fu; cobertura aérea; parametrización.*

Abstract

The Energy-Water-Carbon Initiative of the Mexican Carbon Program proposes the study of their interactions to expand the context of the carbon cycle. To advance in the proposed objectives, this work develops an approach to the water and energy balance, coupled with the aerial cover of the vegetation in a basin. The Budyko-type Fu model is analyzed and parameterized based on the aerial cover of woody vegetation in an Australian basin. The results show that it is possible to couple the vegetation (carbon) with the balance of water and energy, in a perspective of long-term averages.

Key words: *energy and water balance, Budyko type models, Fu model, aerial cover, parametrization.*

Introducción

El Programa Mexicano del Carbono planteó la Iniciativa Energía-Agua-Carbono, para analizar las interacciones entre estas variables y ampliar la visión del análisis del ciclo del carbono y sus interacciones, avanzando en esa dirección (Delgado-Balbuena *et al.*, 2019; Paz-Pellat *et al.*, 2019). Bajo esta perspectiva, es necesario realizar una aproximación a la interacción de los flujos de agua con la cobertura aérea de la vegetación, en el marco de las cuencas hidrológicas.

Este trabajo plantea el acoplamiento de un modelo tipo Budyko con la cobertura aérea (COB) de la vegetación en cuencas, para fundamentar las interacciones horizontales de los flujos de carbono y agua.

Materiales y Métodos

Modelos tipo Budyko

Uno de los enfoques que han generado gran interés en los últimos años, es el de los balances de agua y energía, como promedios de largo plazo. El balance de energía en una cuenca puede definirse como:

$$Rn = \lambda E + H + G \quad (1)$$

donde, Rn es la radiación neta, λE es el flujo de calor latente (evapotranspiración), H es el flujo de calor sensible, G es el flujo de calor en el suelo (almacenamiento) y λ es el calor latente de vaporización. Las unidades de las componentes del balance están en W m^2.

El balance simplificado de agua puede establecerse como:

$$P = E + Q + I + \Delta S \tag{2}$$

donde, la infiltración (I) denota los procesos de flujo vertical del agua en el suelo. Las unidades del balance están en mm.

Al poner las relaciones (1) y (2) en función de E (variable común) e igualándolas, se obtiene el balance de agua y energía (Budyko, 1948 y 1974; Arora, 2002; Paz *et al*., 2009):

$$\frac{Rn - G}{\lambda P} = \left[1 + \frac{H}{P}\right] - \left[\frac{Q - (I + \Delta S)}{P}\right] \tag{3}$$

Para tiempos largos (*e.g.* años o promedio de años), el almacenamiento de agua y energía en el suelo puede despreciarse, por lo que la relación (3) se simplifica como:

$$\frac{Rn}{\lambda P} = \left[1 + \frac{H}{P}\right] - \left[\frac{Q - I}{P}\right] \tag{4}$$

La relación (4) puede analizarse en sus límites para establecer una relación funcional entre las variables (Paz *et al*., 2009):

En condiciones de una mezcla suelo-vegetación en un clima muy seco (tipo desierto o semi-desierto), que define una condición de limitación del crecimiento por agua o una mezcla suelo-vegetación cualquiera en la condición de poca o nula precipitación, o una mezcla suelo-vegetación cualquiera en crecimiento, donde la cobertura del suelo por la vegetación es pequeña (desacoplada atmosféricamente), las relaciones límite entre las componentes del balance de energía y agua estarán dadas por:

$$\frac{Q - I}{P} \to 0, \frac{E}{P} \to 1, \frac{H}{P} \to \infty \Rightarrow \frac{Rn}{\lambda P} \to \infty \tag{5}$$

En el caso de una mezcla suelo-vegetación en un clima muy húmedo (tipo selva), que define una condición de limitación del crecimiento por energía o una mezcla suelo-vegetación cualquiera en la condición de alta precipitación, o una mezcla suelo-vegetación en crecimiento, donde la cobertura del suelo por la vegetación es grande (acoplada atmosféricamente), las relaciones entre las componentes del balance de energía y agua estarán dadas por:

$$\frac{Q - I}{P} \to 1, \frac{E}{P} \to 0, \frac{H}{P} \to 0 \Rightarrow \frac{Rn}{\lambda P} \to 0 \tag{6}$$

El esquema que se muestra de balance y energía es la base de los modelos tipo Budyko.

Para tiempos de paso anuales, el balance hídrico en una cuenca o parcela puede establecerse como:

$$P = E + Q + \Delta S \tag{7}$$

Donohue *et al.* (2007) presentan un desarrollo más formal de la relación (7).

Bajo la consideración de tiempos largos (*e.g.* promedio de varios años), el almacenamiento de agua en el suelo puede considerarse despreciable, por lo que la relación (7) se reduce a:

$$P = E + Q \tag{8}$$

Si se divide la relación (8) entre Eo y se le da un arreglo diferente, queda como:

$$\frac{E}{Eo} = \frac{P}{Eo}\left(1 - \frac{Q}{P}\right) \tag{9}$$

La ecuación (8), dividiéndola entre P queda como:

$$\frac{E}{P} = 1 - \frac{Q}{P} \tag{10}$$

que establece la relación dual entre el coeficiente de escurrimiento (Q/P) y el denominado índice evaporativo (ε = E/P). Otro índice que comúnmente se utiliza en los esquemas tipo Budyko es el índice de aridez (ϕ = Eo/P). El índice de aridez se emplea usado para definir zonas climáticas: árida (5-12), semiárida (2-5), subhúmeda (0.75-2) y húmeda (0.375-0.75).

Relaciones funcionales tipo Budyko

La Figura 1 muestra un diagrama de Budyko, el cual define el espacio entre las relaciones Eo/P y E/P (variable de interés). Las relaciones funcionales entre ambas variables deben cumplir con los límites impuestos (agua y energía) de la Figura 1.

Cualquier relación, como la de la Figura 1, que no sobrepase los límites impuestos (E debe estar entre Eo y P), cumple las condiciones para ser válida. Evidentemente hay un número muy grande de posibles relaciones que satisfacen los límites. Aunque uno puede argumentar que la relación entre E y Eo al dividirse por una variable común (P) introduce una correlación artificial, los argumentos usados en el desarrollo de relaciones funcionales parten de condiciones que pueden asociarse con la interacción suelo-vegetación-atmósfera.

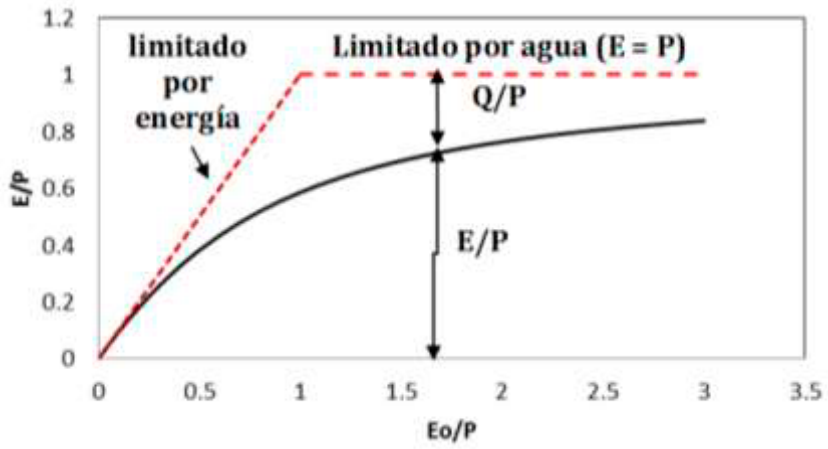

Figura 1. Diagrama tipo Budyko y sus límites (agua y energía).

Aunque existen muchos modelos tipo Budyko, en lo siguiente solo se utilizará el modelo de Tixeront (1964), Fu (1981) y Zhang *et al*. (2004):

$$\frac{E}{P} = 1 + \frac{Eo}{P} - \left[1 + \left(\frac{Eo}{P}\right)^{w}\right]^{1/w} \tag{11}$$

En el caso de Fu (1981), desarrolló su modelo con un análisis dimensional.

El parámetro w se relaciona con las características de las cuencas (Yang *et al*., 2007):

$$w = 1 + a\left(\frac{Ks}{ir}\right)^{-b}\left(\frac{S\max}{Eo}\right)^{c}\exp(-d\tan\beta)$$

$$w = a - b\left(\frac{Ks}{i_r}\right) + c\left(\frac{S\max}{Eo}\right) - d\tan\beta \tag{12}$$

donde, Smax es el almacenamiento máximo de agua en el suelo (agua disponible) y a, b, c y d son constantes de calibración.

Parametrización del modelo de Fu

Mediante el uso de la base de cuencas de Zhang *et al*. (2001), que contiene más de 250 cuencas del mundo, se ajustó el modelo del parámetro w a la relación P-Q para diferentes tipos de uso del suelo. La Figura 2 muestra un ejemplo de los ajustes que se realizaron, en donde para cada caso se determinó la raíz del error cuadrático medio (RECM) al ajustar el modelo para un proceso no lineal de minimización del error cuadrático.

El Cuadro 2 muestra los resultados de los ajustes que se realizaron del modelo de Fu.

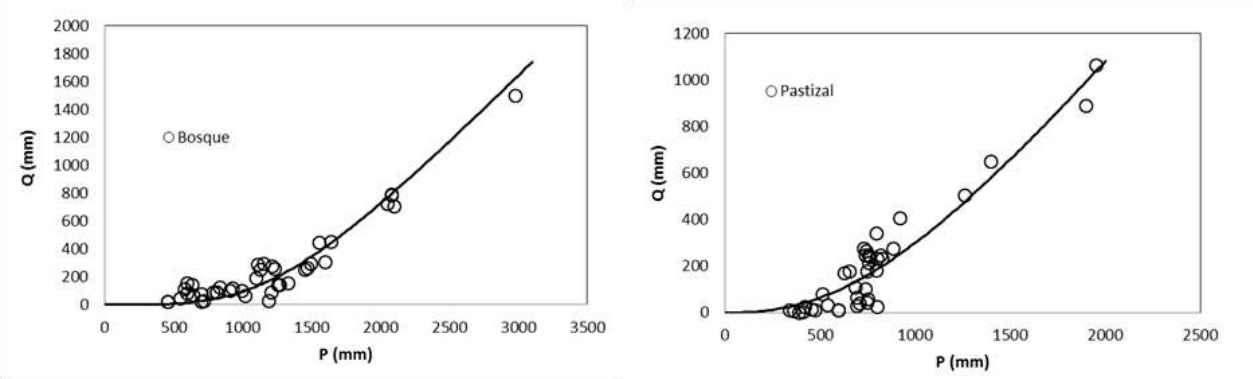

Figura 2. Ajuste del modelo con parámetro w a cuencas con diferentes usos del suelo.

Cuadro 2. Parámetro w para diferentes usos del suelo en cuencas.

Uso del suelo	W	RECM
Bosque	3.76	77.3
Vegetación mixta	2.46	70.8
Pastizal y cultivo	2.93	59.7
Pastizal	2.42	77.4
Vegetación mixta	2.89	60.9

Si se supone una relación lineal entre la cobertura aérea de la vegetación leñosa (w = 2, COB = 0% y w = 4, COB = 100%) se puede establecer:

$$w = 2 + 0.02COB \quad (13)$$

Para plantas herbáceas la relación puede plantearse como (w = 2, COB = 0% y w = 3, COB = 100%):

$$w = 2 + 0.01COB \quad (14)$$

Las coberturas de la vegetación son anuales, por lo que para los cultivos anuales se debe considerar el promedio anual de cobertura.

La Figura 3 muestra la relación entre la cobertura de la vegetación leñosa de subcuencas de una cuenca de Australia (Marillier *et al*., 2009), sin evidencia de aportaciones de agua subterránea. Los valores de w fueron se estimaron invirtiendo el modelo de Fu para el dato (P, Q) de cada subcuenca. Se observa en esta figura una relación lineal, pero con valores diferentes a los de la Ecuación (13). Los valores de w van desde 1.33 (COB = 0%) a 4.75 (COB = 100%).

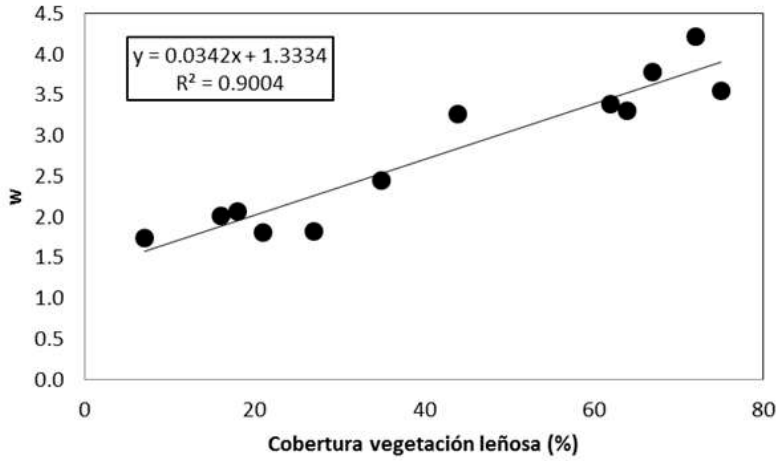

Figura 3. Relación entre la cobertura de vegetación leñosa y el parámetro w del modelo de Fu para una cuenca australiana.

La Figura 4 muestra la relación entre el parámetro w y el coeficiente de escurrimiento para la cuenca australiana y muestra un excelente ajuste experimental.

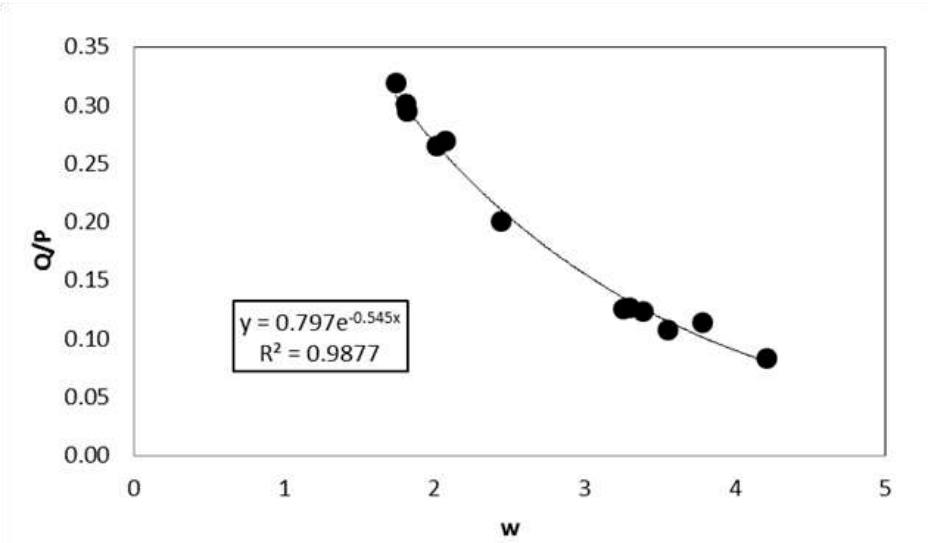

Figura 4. Relación entre el parámetro w del modelo de Fu y el coeficiente de escurrimiento para una cuenca australiana.

Con simulaciones del modelo de Fu para diferentes índices de aridez, se procedió a ajustar un modelo exponencial a los datos que se generaron:

$$\frac{Q}{P} = a\exp(-bw) \tag{15}$$

Las constantes a y b fueron se parametrizaron como:

$$a = -0.0165 + 0.966\left(\frac{Eo}{P}\right), \mathrm{R}^2 = 0.997$$

$$b = 0.4688 + 0.9541\ln(a), \mathrm{R}^2 = 0.954 \tag{16}$$

A medida que Eo/P se aproxima a cero, el modelo exponencial propuesto no se ajusta bien a los datos, producto de la poca variación de Q/P con w.

El planteamiento que se introdujo para el modelo de Fu consiste solo en estimar la cobertura por tipo de vegetación y estimar w de acuerdo con las relaciones (13) o (14) y los parámetros a y b de la Ecuación (16) mediante el uso de Eo/P (relación 15). Así, el coeficiente de escurrimiento se estima de la cobertura aérea (cobertura proyectiva foliar).

Conclusiones

En el enfoque de balances de agua y energía en cuencas, para promedios de datos anuales, no necesariamente de largo plazo, se utilizó un modelo tipo Budyko para parametrizarlo en función de la cobertura aérea de la vegetación. Los desarrollos mostrados plantean un camino para el acoplamiento Agua-Energía-Carbono, donde la cobertura aérea puede ser relacionada con la biomasa aérea (mantillo y suelo) de las cuencas hidrológicas.

Literatura citada

Arora, V. K. 2002. The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. Journal of Hydrology 265:164-177.

Budyko, M. I. 1948. Evaporation under Natural Conditions. GIMIZ, Leningrad. Translation by IPST, Jerusalem (1963).

Budyko, M. I. 1974. Climate and Life. Academic Press, Orlando, Florida. 508 p.

Delgado-Balbuena, J., E. A. Yépez, F. Paz-Pellat, G. Ángeles-Pérez, M. S. Alvarado-Barrientos, S. H. Bullock, A. E. Castellanos, T. Arredondo, B. Figueroa-Espinoza, J. Garatuza-Payán, E. González-del castillo, E. González-Sosa, Y. Maya-Delgado, J. C. Rodríguez, R, Vargas, E. R. Vivoni, C. J. Watts, C. Aguirre-Gutiérrez, J. Arellano-Verdejo, F. Ayala-Niño, C. Coronel, A. Cueva, A. Guevara-Escobar, C. Hinojo-Hinojo, P. U. K. Tha, H. E. Lazcano, C. Lizárraga-Celaya, J. M. Madrigal-Gómez, L. A. Méndez-Barroso, W. Oechel, E. R. Pérez-Ruiz, M. Quesada-Avendaño, C. A. Robles-Zazueta, N. E. Rojas-Robles, M. Sánchez-Hidalgo, Z. M. Sánchez-Mejía, T. Tarin, E. Troyo-Diéguez, J. Uuh-Sonda, M. L. Vargas-Terminel, M. G. Vega-Puga y V. S. Verduzco. 2019. Capítulo 25: Flujos verticales de carbono en ecosistemas terrestres. pp. 605-625. En: F. Paz-Pellat, J. M. Hernández-Ayón, R. Sosa-Ávalos y A. S. Velázquez-Rodríguez. Estado del Ciclo del Carbono en México: Agenda Azul y Verde. Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, Estado de México. ISBN 978-607-96490-7-4

Donohue, R. J., M. L. Roderick, and T. R. McVicar. 2007. On the importance of including vegetation dynamics in Budyko´s hydrological model. Hydrol. Earth Syst. Sci. 11:983-995.

Fu, B. P. 1981. On the calculation of the evaporation from land Surface (en chino), Sci. Atmos. Sin. 51:23–31.

Marillier, B., J. Hall and D. Shakya. 2009. Water-balance modelling on the Leschenault catchment. Water science technical series no. WST 10. Department of Water, Perth, Western Australia

Paz, F., M. I. Marín, E. López, A. Zarco, M. A. Bolaños, J. L. Oropeza, M. Martínez, E. Palacios, y E. Rubiños. 2009. Elementos para el desarrollo de una hidrología operacional con sensores remotos: mezcla suelo-vegetación. Ingeniería Hidráulica en México. 24-2:69-80.

Paz-Pellat, F., V. Salas-Aguilar, V. M. Romero-Benítez, J. D. Etchevers-Barra, C. I. Hidalgo-Moreno, M. Bolaños-González y A. S. Velázquez-Rodríguez. 2019. Capítulo 14: Flujos laterales tierra-océano. pp. 263-284. En: F. Paz-Pellat, J. M. Hernández-Ayón, R. Sosa-Ávalos y A. S. Velázquez-Rodríguez. Estado del Ciclo del Carbono en México: Agenda Azul y Verde. Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, Estado de México. ISBN 978-607-96490-7-4

Tixeront, J. 1964. Prévision des apports des cours d'eau. Symposium eau de surface tenu à l'occasion de l'Assemblée générale de Berkeley de L'U.G.G.I., Belgique, Association internationale d'hydrologie scientifique. O. m. mondiale et A. i. d. h. scientifique. 118 -126.

Yang, D., F. Sun, Z. Liu, Z. Cong, G. Ni and Z. Lei. 2007. Analyzing spatial and temporal variability of anual wáter-energy balance in nonhumid regions of China using the Budyko hypothesis. Water Resources Research Vol. 43, W04426, DOI:10.1029/2006wr005224

Zhang, L., W.R. Dawes, and G. R. Walker. 1999. Predicting the effect of vegetation changes on catchment average wáter balance. Technical Report 99/12. Cooperative Research Center for Catchment Hydrology. CSIRO Land and Water. Australia

Zhang, L., K. Hickel, W.R. Dawes, F.H.S. Chiew, A.W. Western, and P.R. Briggs. 2004. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration. Water Resour. Res., 40, W02502, doi:10.1029/2003WR002710.

4 Ecosistemas Costeros

4.1. Caída de hojarasca y flujo de carbono de *Avicennia germinans* en el manglar de Tumilco

Castillero-Aizprúa Rosa G.[1]; Basáñez-Muñoz Agustín de J.[2] y Naval-Ávila Celina[2]

[1]Maestría en Manejo de Ecosistemas Marinos y Costeros. Universidad Veracruzana. Facultad de Ciencias Biológicas y Agropecuarias. Carretera Tuxpan Tampico Kilómetro 7.5, Universitaria, 92870 Túxpam de Rodríguez Cano, Ver., México.
[2]Universidad Veracruzana. Facultad de Ciencias Biológicas y Agropecuarias. Carretera Tuxpan Tampico Kilómetro 7.5, Universitaria, 92870 Túxpam de Rodríguez Cano, Ver., México.
Autor para correspondencia: rosa-1110@hotmail.com

Resumen

La caída de hojarasca constituye un indicador de la fenología foliar y reproductiva, así como del flujo interno de carbono en el manglar. En el presente estudio se estimó la caída de hojarasca y el flujo de carbono de *Avicennia germinans*, en ocho parcelas de monitoreo (10 x 30 m), desde diciembre de 2018 hasta octubre de 2019. Se colocaron nueve canastas colectoras de hojarasca de 0.25 m^2 por parcela. El componente más abundante de la hojarasca fueron las hojas con un 69%, seguido de los frutos con 13%, ramas con 9%, misceláneos con 5% y con menor aporte las flores con un 4%. La caída de hojarasca presentó un promedio de 1.69 g/m^2/día (50.7 g/m^2/mes y 608.4 g/m^2/año). Las hojas, las ramas y los misceláneos fueron los componentes que se presentaron durante todo el año, sin embargo, su contribución varió con respecto a los meses. Las flores y los frutos presentaron temporalidad en su caída; las flores estuvieron presentes en los meses de junio, julio y agosto, mientras que los frutos aportaron su mayor peso en el mes de octubre. Se registró un flujo de carbono y una captura de CO_2 de 3.20 Mg C/ha/año y 9.46 Mg CO_2/ha/año, encontrándose mayores valores promedio en octubre. Se pudo observar que la cantidad y composición de la hojarasca varió con respecto a la época del año.

Palabras clave: *ciclo del carbono; patrones reproductivos; componentes de la hojarasca; temporalidad.*

Abstract

The litterfall constitutes an indicator of the foliar and reproductive phenology, as well as of the internal flow of carbon in the mangrove. In the present study, the fall of litter and carbon flow of *Avicennia germinans* was estimated at two sampling sites, with eight monitoring plots (10 x 30 m) in each, from December 2018 to October 2019. 36 litter baskets of 0.25 m^2 were collected per sampling site (nine per plot). The most abundant component of leaf litter was the leaves with 69%, followed by the fruits with 13%, branches with 9%, miscellaneous with 5% and with less contribution the flowers with 4%. The fall of fallen leaves presented an average of 1.69 g/m^2/day (50.7g/m^2/month and 608.4 g/m^2/year). The leaves, branches and miscellaneous were the components that were presented throughout the year, however, their contribution varied with respect to the months. The flowers and fruits presented temporality in their fall; the flowers were present in the months of June, July and August, while the fruits contributed their greatest weight in the months of octubre. A carbon flow and CO_2 capture of 3.20 Mg C/ha/year and 9.46 Mg CO_2/ha/año were recorded, with higher average values being found in October. It was observed that the amount and composition of the litter varied with respect to the time of the year.

Key words: *carbon cycle; reproductive patterns; litter components, temporality.*

Introducción

Los manglares son ecosistemas que desempeñan un rol importante tanto a nivel económico como ambiental. En los manglares, como en muchos otros ecosistemas costeros se reconocen los almacenes y flujos de diversos elementos, principalmente carbono, el cual tiene gran interés por su relación con gases de efecto invernadero (Herrera-Silveira *et al.,* 2016).

La hojarasca es uno de los principales flujos internos que tiene el manglar y consiste en la incorporación de hojas, flores, propágulos o pequeñas ramas al suelo del manglar (Rivera-Monroy *et al.,* 2013). Es un aspecto primordial para el cálculo de la energía y los flujos de nutrientes hacia los ecosistemas adyacentes (Mohamed *et al.,* 2008). Además, constituye un indicador de la fenología foliar y reproductiva y de la intensidad del esfuerzo reproductivo (Rodríguez-Zúñiga *et al.,* 2018). También ha sido utilizada para determinar el flujo interno de carbono en el manglar y por lo tanto permite conocer la cantidad de bióxido de carbono que los árboles remueven de la atmósfera (Kauffman *et al.,* 2013). La contribución de los manglares al almacenamiento de carbono sugiere que la conservación y la restauración de estos ecosistemas podrían ser una vía que ayude a mitigar las emisiones de gases de efecto invernadero (Kauffman *et al.,* 2014), además con la comprensión y el reconocimiento del papel del carbono azul en los manglares permitiría crear estrategias sobre el uso sostenible de los ecosistemas costeros (Herrera-Silveira y Teutli-Hernández, 2017).

El objetivo de este estudio fue conocer los cambios espaciales y temporales en la caída de hojarasca y en el flujo de carbono interno de *Avicennia germinans* en el manglar de Tumilco, Tuxpan, Veracruz.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El estudio se llevó a cabo en el manglar de Tumilco, el cual es parte del Sitio Ramsar No 1602 "Manglares y Humedales de Tuxpan" el cual se ubica en la Región Huasteca, en la Llanura Costera del Golfo de México, en el estado de Veracruz, a ± 10 km al oeste de la ciudad y puerto de Tuxpan, municipio de Tuxpan (Figura 1) (Basáñez-Muñoz, 2005). En manglar de Tumilco cuenta con un estero que conecta con el río Tuxpan.

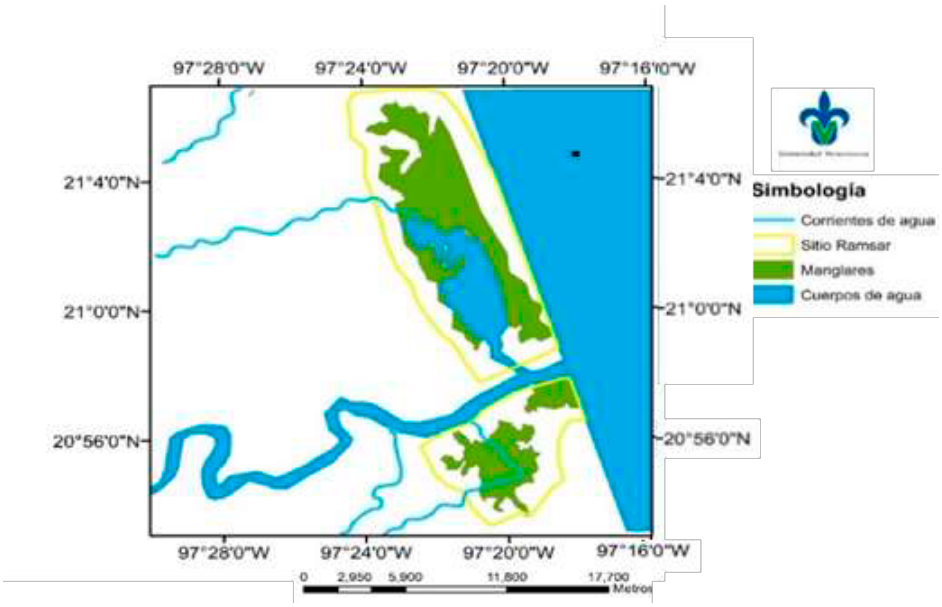

Figura 1. Ubicación del área de estudio en el Sitio "Ramsar Manglares y humedales de Tuxpan". Tumilco, Tuxpan, Veracruz.

Metodología

Para llevar a cabo el estudio se realizaron muestreos mensuales desde noviembre de 2018 hasta octubre de 2019. Se midieron 100 m desde el borde del manglar hacia su parte interna y se establecieron dos sitios de muestreo, uno a cada lado del estero, en cada sitio se establecieron cuatro parcelas de 10 x 30 m, separadas por 300 m.

En cada sitio se colocaron al azar 36 (nueve por parcela) canastas colectoras de hojarasca de 0.25 m^2. Las canastas se construyeron de 50 cm de largo por 50 cm de ancho, confeccionadas con alambre y con luz de malla de 1 mm^2 de apertura (Félix-Pico *et al.,* 2006; Rodríguez *et al.,* 2012). Las canastas se colocaron a una altura de 1.60 m sobre la superficie del suelo, sostenidas y atadas por cuerdas a las ramas de los árboles (Rodríguez *et al.,* 2012).

La hojarasca de cada canasta se colectó mensualmente, el material orgánico se colocó en bolsas herméticas debidamente rotuladas y se transportó al laboratorio para su procesamiento (Martínez-Ballesteros *et al.,* 2014). En el laboratorio el material colectado se separó en hojas, ramas, flores, frutos y misceláneos y se secó en un horno convencional a 80 °C durante 48 h y posteriormente se pesó en una balanza semi analítica de 0.01 g de precisión (Martínez–Ballesteros *et al.,* 2014). Para obtener los Mg de carbono se multiplicó los Mg de hojarasca por el factor de conversión 0.45 (proporción de carbono en la hojarasca) y para obtener los Mg de CO_2 se multiplicó los Mg de C por el factor de conversión 3.67 (proporción molecular entre el dióxido de carbono y el carbono) (Kauffman *et al.,* 2013). Adicionalmente se obtuvo datos ambientales de la zona (precipitación, velocidad del viento, temperatura) de la estación meteorológica de la CONAGUA ubicada en Tuxpan, Veracruz. Al no cumplirse los supuestos de normalidad y homocedasticidad se aplicaron pruebas de Kruskal-Wallis para comparar la caída de hojarasca, el flujo de carbono y la captura de CO_2 entre meses de muestreo y cuadrantes. Los datos fueron analizados con el programa IBM SPSS Statistic 20 y Past 3.24.

Resultados y Discusión

Caída y composición de la hojarasca

El componente más abundante de la hojarasca fueron las hojas con un 69%, seguido de los frutos con 13%, ramas con 9%, misceláneos con 5% y con menor aporte las flores con un 4%. La caída de hojarasca presentó un promedio de 1.69 g/m2/día. Las hojas fueron el componente más abundante en todos los meses, siendo su biomasa mayor en el mes de mayo; los frutos estuvieron ausentes en todos los meses excepto en agosto, septiembre y octubre. Se observó una mayor biomasa de las ramas en el mes de abril. Por otra parte, se registró un mayor aporte de los misceláneos en septiembre, mientras que para flores fue en julio (Cuadro 1). Se encontró variación en los componentes de la hojarasca (Hojas, frutos, ramas, misceláneos y flores) a lo largo de los meses ($H = 445.84$, $p < 0.05$, $H = 298.42$, $p < 0.05$, $H = 256.63$, $p < 0.05$, $H = 137.65$, $p < 0.05$, $H = 358.02$, $p < 0.05$).

Cuadro 1. Promedios mensuales de los componentes de la hojarasca.

Mes	Hojas (m^2/día)	Frutos (m^2/día)	Misceláneos (m^2/día)	Ramas (m^2/día)	Flores (m^2/día)
Diciembre	0.59	0.00	0.07	0.34	0.00
Enero	0.46	0.00	0.05	0.07	0.00
Febrero	0.75	0.00	0.14	0.17	0.00
Marzo	0.96	0.00	0.03	0.03	0.00
Abril	0.69	0.00	0.02	0.73	0.00
Mayo	2.59	0.00	0.05	0.19	0.00
Junio	0.28	0.00	0.11	0.95	0.06

Mes	Hojas (m^2/día)	Frutos (m^2/día)	Misceláneos (m^2/día)	Ramas (m^2/día)	Flores (m^2/día)
Julio	0.50	0.00	0.11	0.07	0.64
Agosto	1.81	1.93	0.07	0.03	0.07
Septiembre	2.61	0.29	0.17	0.07	0.00
Octubre	2.52	1.09	0.15	0.07	0.00

Se encontró diferencias a nivel de cuadrantes en la caída de misceláneos, de frutos y flores ($H = 9.28$, $p < 0.05$; $H = 27.97$, $p < 0.05$; $H = 36.64$ $p < 0.05$), siendo mayor su promedio en el cuadrante uno y menor en el cuadrante cinco. Mientras que, para las hojas, se registró un mayor promedio en el cuadrante seis y un menor promedio en el cuadrante tres ($H = 22.74$, $p < 0.05$) (Cuadro 2). Finalmente, las ramas aportaron su mayor biomasa en el cuadrante ocho y menor peso en el cuadrante tres ($H = 9.17$, $p < 0.05$) (Cuadro 2).

Cuadro 2. Promedios por cuadrante de los componentes de la hojarasca.

Componente de la hojarasca (g/m^2/día)	Cuadrante 1	Cuadrante 2	Cuadrante 3	Cuadrante 4	Cuadrante 5	Cuadrante 6	Cuadrante 7	Cuadrante 8
Hojas	1.40	1.05	0.94	1.33	1.36	1.45	1.27	1.23
Frutos	1.09	0.40	0.18	0.15	0.00	0.01	0.02	0.03
Ramas	0.15	0.17	0.14	0.21	0.12	0.11	0.18	0.24
Misceláneos	0.13	0.11	0.08	0.10	0.07	0.08	0.07	0.07
Flores	0.23	0.13	0.04	0.08	0.00	0.01	0.03	0.04

La caída de hojarasca en el manglar de Tumilco fue de 1.69 g/m^2/día, valor que fue inferior al reportado en México por Flores-Cárdenas *et al.* (2017) con 2.74 g/m^2/día y Martínez-Cortés (2018) con 3.05 g/m^2/día, inferior también al encontrado por García-Hansen *et al.* (2002) en Colombia, Bernini y Rezende (2010) en Brasil con valores de 2.64 g/m^2/día y 3.59 g/m^2/día, respectivamente. Las variaciones en la caída de hojarasca están ligada a la composición del suelo y a los nutrientes (Agraz-Hernández *et al.,* 1999). Factores que no fueron contemplados en el estudio y que pueden estar influyendo en el poco aporte de caída de hojarasca, si se les compara con los valores reportados en otros estudios.

Mendoza-Morales *et al.* (2015), Félix-Pico *et al.* (2006) y Estrada-Durán *et al.* (2001) reportaron que las hojas aportaron más del 70% de la producción de hojarasca, lo que coincide con este estudio, ya que las hojas fueron el componente más abundante durante todo el año, con picos en mayo y septiembre. Lugo y Snedaker (1974) mencionan que *Avicennia germinans* tiene un mayor aporte de materia orgánica a través de sus hojas.

Flujo de carbono

El flujo de carbono promedio fue de 0.88 ± 1.05 gC/m^2/día (3.20 Mg C/ha/año). Se observó diferencias entre los meses de muestreo ($H = 378.82$, $p < 0.05$). En octubre hubo un mayor flujo de carbono presentando un valor de 1.72 ± 1.52 gC/m^2/día y un menor flujo se observó en junio registrándose un valor de 0.25 ± 0.20 gC/m^2/día (Figura 2).

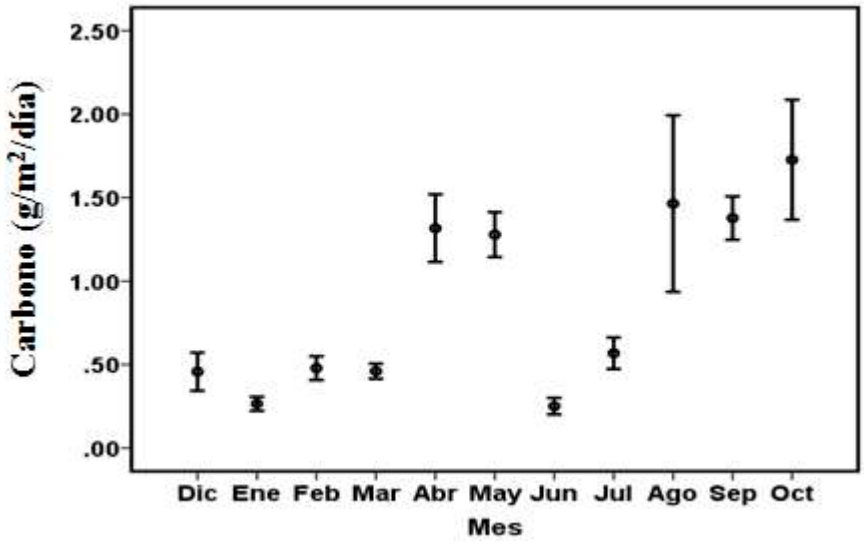

Figura 2. Comportamiento mensual del flujo de carbono en *Avicennia germinans.*

Un mayor flujo de carbono se registró en el cuadrante uno, mientras que en el cuadrante tres se observó el menor flujo ($H = 17.44$, $p < 0.05$) (Cuadro 3).

Cuadro 3. Promedio por cuadrante del flujo de carbono de *Avicennia germinans*.

	Cuadrante 1	Cuadrante 2	Cuadrante 3	Cuadrante 4	Cuadrante 5	Cuadrante 6	Cuadrante 7	Cuadrante 8
Carbono (gC/m^2/día)	1.362367	0.937021	0.686197	0.958955	0.745076	0.786485	0.757939	0.780697

El valor de flujo de carbono reportado en este estudio de 3.20 Mg C/ha/año fue inferior la reportado para la región del Pacífico sur (México) y para la Península de Yucatán con valores de 6.7 Mg C/ha/año, 3.5 Mg C/ha/año (Herrera-Silveira *et al.,* 2016); en cambio, fue superior a los valores reportados para el Pacífico norte (México) de 2.5 Mg C/ha/año y para el Pacífico centro de 1.5 Mg C/ha/año (Herrera-Silveira *et al.,* 2016). Adames *et al.* (2013) mencionan que las variaciones en el flujo de carbono en los manglares están relacionadas con las diferencias estructurales de los manglares. Por su parte Santiago-Molina (2018) sugiere que los bajos valores de carbono en Tumilco pueden estar relacionados al hecho de que los manglares se encuentran alejados del flujo hídrico del río Tuxpan y mucho más de los oleajes del Golfo de México, lo que provoca que los sedimentos y nutrientes sean menores.

CO_2 capturado por Avicennia germinans

Se registró un promedio de 3.22 ± 3.88 gCO_2/m^2/día (9.46 ± 8.69 Mg/ha/año), la captura de CO_2 varió con respecto a los meses ($H = 378.82$, $p < 0.05$) se observó una mayor captación de CO_2 durante octubre presentando un promedio de 6.34 ± 5.61 gCO_2/m^2/día y una menor captación en junio con un valor de 0.92 ± 0.77 g/m^2/día (Figura 3.).

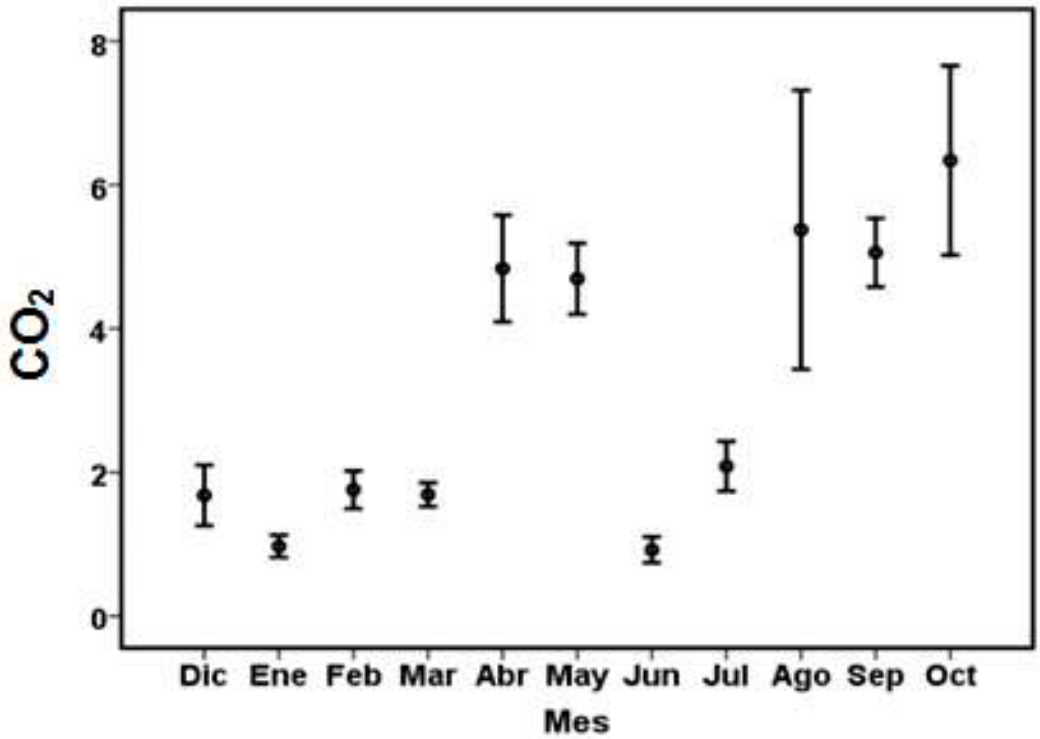

Figura 3. Comportamiento mensual del CO_2 capturado por *Avicennia germinans*.

La captura de CO_2 fue mayor en el cuadrante uno con 5.00 ± 7.93 gCO_2/m^2/día y menor en el cuadrante tres con 2.53 ± 3.53 gCO_2/m^2/día (H = 17.44, $p < 0.05$), localizados en el sitio uno (Cuadro 4).

Cuadro 4. Promedio por cuadrante del CO_2 capturado por *Avicennia germinans*.

	Cuadrante 1	Cuadrante 2	Cuadrante 3	Cuadrante 4	Cuadrante 5	Cuadrante 6	Cuadrante 7	Cuadrante 8
CO_2	4.999886	3.438868	2.518343	3.519363	2.734428	2.886399	2.781638	2.865158

Los trabajos existentes sobre manglares no están enfocados en estudiar la captura de CO_2 por lo que los resultados de este trabajo son suma importancia para conocer el dinamismo de la acumulación de carbono de *Avicennia germinans*. Sin embargo, si se reconocen ciertos factores que inciden en la capacidad de captura de los manglares como lo son los cambios en la salinidad, en la temperatura, en las precipitaciones y la irradiación solar (Martínez-Ballesta *et al.,* 2009).

Parámetros ambientales

Se observó que la temperatura ambiental presentó su máximo valor promedio en agosto, la velocidad del viento en mayo y la mayor precipitación en octubre y los mínimos promedios se registraron en enero, febrero y abril respectivamente (Cuadro 5).

Cuadro 5. Promedio mensual de la temperatura, velocidad del viento y la precipitación.

Temperatura	Velocidad del viento	Precipitación	Mes
20.68	1.48	26.7	Dic
19.9	1.55	59.2	Ene
21.61	1.39	9.4	Feb
21.16	1.45	49.2	Mar
24.77	1.57	5.8	Abr
29.29	1.64	100.3	May

Temperatura	Velocidad del viento	Precipitación	Mes
29.4	1.55	159.8	Jun
29.46	1.55	28	Jul
30.43	1.72	14	Agos
29	1.88	135.5	Sep
26.18	1.56	228.7	Oct

Parámetros ambientales y la caída de hojarasca

Se observó una temporalidad en la caída de frutos, ya que se registró su caída en los meses de agosto, septiembre y octubre, meses donde la precipitación se incrementó, mientras que las flores aparecieron de junio a agosto; siendo julio y agosto los meses que presentaron menor precipitación a lo largo de todo el año. López-Portillo (1985) sugiere que este comportamiento es una estrategia de vida de *Avicennia germinans*, ya que la producción de hojarasca está en función de las condiciones ambientales; Grimaldi (2012) también menciona que la composición de la hojarasca no es constante a lo largo del año y esto está relacionado con los patrones fenológicos de las especies.

Conclusiones

Las flores y los frutos de *Avicennia germinans* fueron los componentes que presentaron temporalidad en su caída, mientras que las hojas, ramas y misceláneos estuvieron presentes durante todo el año, con variación en el peso aportado. El flujo de carbono de 3.20 Mg C/ha/año es bajo en comparación a lo reportado en otros estudios, sin embargo, representa un aporte importante, puesto que favorece la mitigación del cambio climático. A través del conocimiento de los flujos de carbono en el manglar es posible realizar una valoración económica del ecosistema, lo que permitiría una mejor toma de decisiones para una evaluación y gestión económica de los recursos que en él se encuentran.

Literatura citada

Adame, M. F., J. B. Kauffman., I. Medina., J. N. Gamboa., O. Torres., J. P. Caamal., M. Reza and J. A. Herrera-Silveira. 2013. Carbon stocks of Tropical Coastal Wetlands Within the Karstic Landscape of the Mexican Caribbean. PloS ONE 8: 1-13.

Basáñez-Muñoz, A. 2005. Ficha Informativa de los Humedales Ramsar (FIR). Oficina de la Convención de Ramsar. Gland, Suiza.12 p.

Bernini, E y C. E. Rezende. 2010. Litterfall in a mangrove in southeast Brazil. Pan-American Journal of Aquatic Sciences 5:508-519.

Estrada-Durán, G., F. G. Cupul-Magaña., A. L. Cupul-Magaña. 2001. Aspectos de la estructura y producción de hojarasca del bosque de manglar del estero El Salado, Puerto Vallarta, Jalisco. Centro Universitario de la Costa, Universidad de Guadalajara, México. 12 p.

Félix–Pico, E., O. Holguín-Quiñones., A. Hernández–Herrera y F. Flores-Verdugo. 2006. Producción Primaria de los mangles del estero El Conchalito en Bahía de La Paz (Baja California Sur). Universidad Autónoma de Baja California. México. Ciencias Marinas 32: 53-63.

Flores-Cárdenas, F., M. A. Hurtado-Oliva., T. W. Dyle., M. Nieves-Soto., S. Díaz-Castro y M. Manzano-Sarabia. 2017. Litterfall production of mangroves in Huizache-Caimanero Lagoon System, México. Journal of Coastal Research 33(1): 118-124.

García-Hansen, I., J. F. Gaviria-Chiquazuque., M. Prada-Triana y R. Álvarez–León. 2002. Producción de hojarasca de los manglares de la Isla de San Andrés, Caribe Colombiano. Revista de Biología Tropical 50(1): 273-291.

Herrera-Silveira, J. A. y C. Hernández-Teutli. 2017. Carbono azul, manglares y política pública. Elementos para Políticas Públicas 1: 43-52.

Kauffman, J. B., D. C. Donato y M. F. Adame. 2013. Protocolo para la medición, monitoreo y reporte de la estructura, biomasa y reservas de carbono de los manglares. Documento de Trabajo 117. Bogor, Indonesia: CIFOR. 48 p.

Kauffman J. B., H. Hernández-Trejo., M. Jesús-García., C. Heider y W. Contreras-Sánchez. 2014. Cálculo de las reservas de carbono en los ecosistemas de marismas y manglares de Pantanos de Centla, México. 18 p.

López-Portillo, J. L y E. Ezcurra. 1985. Litterfall of *Avicennia germinans* L. in a one year cycle in a mudflat at the Laguna de Mecoacan, Tabasco, Mexico. Biotropica 17: 186-19.

Lugo, A. E. y S. C. Snedaker. 1974. The ecology of mangroves. Annual review of ecology and systematics 5: 39-64.

Martínez-Ballesta, M.C., L. Lopez-Perez., B. Muries., O. Muñoz-Azcarate and M. Carbajal, M. 2009. Climate change and plant water balance. The role of aquaporins. Sustainable Agricultural Reviews 2: 71-89.

Martínez-Ballesteros, A. J., C. M. Plaza-Rodríguez, G. Guevara. 2014. Aporte de hojarasca del mangle negro (*Avicennia germinans* L.) en el Caribe Colombiano. Rev. Luna Azul 38: 218-230.

Martínez-Cortés, E. 2018. Producción y descomposición de la hojarasca del manglar y abundancia de peneidos en la ciénega de Tuxpan, Veracruz. Tesis de Maestría. Universidad Veracruzana. México.

Mendoza-Morales, A., G. González-Sansón, C. Aguilar-Bethancourt. 2015. Producción espacial y temporal de hojarasca del manglar en la laguna Barra de Navidad, Jalisco, México. Revista de Biología Tropical 64: 259-273.

Mohamed, O. S., P. Mangion., S. Mwangi., J. Kairo.,F. G. Dahdouh and N. Koedam. 2008. Productivity in a peri-urban mangrove: Does sewage exposure have an impact?. Hydrobiologya 82-101**.**

Rivera-Monroy, V. H., E. Castañeda-Moya., J. G. Barr., V. Engel., J. D. Fuentes y T. G. Troxler. 2013. Current methods to evaluate net primary production and carbon budgets in mangrove forest. En Rodríguez-Zúñiga M. T, E.Villeda-Chávez., A. D. Vázquez-Lule., M. Bejarano, M. I. Cruz-López., M. Olguín., S. A. Villela Gaytán Y A. Flores. 2018. Métodos para la caracterización de los manglares mexicanos: un enfoque espacial multiescala. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO). Ciudad de México. 272 p.

Rodríguez, E., J. Chang J y I. Goti. 2012. Productividad primaria del manglar de *Rhizophora mangle* en el canal estuarino de Isla de Cañas, provincia de Los Santos, República de Panamá. Tecnociencia 14: 85-99.

Rodríguez-Zúñiga, M. T., E. Villeda-Chávez., A. D. Vázquez-Lule., M. Bejarano M., M. I. Cruz López., M. Olguín., S. A. Villela-Gaytán y A. Flores. 2018. Métodos para la caracterización de los manglares mexicanos: un enfoque espacial multiescala. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO). Ciudad de México. 272 p.

Santiago-Molina,L. S. 2018. Estimación del potencial de captura de carbono (C) del bosque de manglar de Tumilco de Tuxpan, Veracruz, México. Tesis de Maestría. Universidad Veracruzana. 92 p.

4.2. Color como indicador de concentración de carbono en sedimentos de manglar: Caso de El Playón

Cortes-Esquivel José L.[1]; Herrera-Silveira Jorge A.[1]; Quintana-Owen Patricia[2]; Pech Eunice[1]; Pérez Oscar[1] y Teutli-Hernández Claudia[1]

[1]Departamento de Recursos del Mar, Doctorado en Ciencias Marinas, Laboratorio de Producción Primaria, CINVESTAV Unidad Mérida, km 6, Antigua Carretera Mérida-Progreso, Cordemex, 97310, Mérida, Yucatán, México.
[2]Departamento de Física Aplicada, Laboratorio Nacional de Nano y Biomateriales (LANNBIO), CINVESTAV Unidad Mérida, km 6, Antigua Carretera Mérida-Progreso, Cordemex, 97310, Mérida, Yucatán, México.
Autor para correspondencia: josel.cortes@cinvestav.mx

Resumen

Ecosistemas como los manglares representan uno de los reservorios más importantes de almacenamiento de carbono, habiéndose registrado las mayores concentraciones en los sedimentos. Diagnósticos de la productividad y distribución del carbono en sedimentos no se realizan periódicamente, debido a la gran cantidad de muestras que se necesitan lo que ocasiona que los costos de análisis sean elevados. Las metodologías confiables de bajo costo son necesarias dado que proporcionan panoramas generales del almacenamiento de carbono; por tal motivo los métodos de medición del color pueden ser aplicados para analizar estos ecosistemas. El objetivo de este trabajo fue estudiar la correlación del color de los sedimentos con el contenido de carbono en manglares como metodología *proxy*. Se midió color con la Tabla Munsell, y se convirtieron en datos numéricos en el sistema CIELab y a partir de métodos estadísticos las muestras se agruparon en cuatro grupos con diferencias estadísticamente significativas entre las medianas, donde, el grupo de las muestras de color café oscuro contienen los valores más altos del carbono orgánico, y el grupo de los blancos rosados contienen los valores más altos de carbono inorgánico. La medición de color demostró ser un buen indicador de concentración de carbono como metodología *proxy*.

Palabras clave: *color de sedimentos; almacén de carbono; metodologías proxy; CIELab.*

Abstract

Ecosystems such as mangroves represent one of the most important carbon storage reservoirs, with the highest concentrations being recorded in the sediments. Diagnostics of the productivity and carbon distribution in sediments are not carried out periodically, due to the large number of samples that are needed, which causes high analysis costs. Reliable, low-cost methodologies are necessary as they provide broad carbon storage overviews; for this reason, color measurement methods can be applied to analyze these ecosystems. The objective of this work was to study the correlation of sediment color with carbon content in mangroves as a proxy methodology. Color was measured with the Munsell Table, and converted into numerical data in the CIELab system, and from statistical methods the samples were grouped into four groups with statistically significant differences between the medians, where, the group of dark brown samples contained the highest values of organic carbon, and the group of pink whites contain the highest values of inorganic carbon. Color measurement proved to be a good indicator of carbon concentration as a proxy methodology.

Key words: *sediment color; carbon store diagnosis; proxy methodologies; CIELab.*

Introducción

Los manglares son ecosistemas costeros que desempeñan funciones importante en el ambiente costero ya que son la primera barrera en las costas contra la erosión eólica, el oleaje, huracanes e inundaciones (Alongi *et al.,* 1998; Giri *et al.*, 2011; Herrera-Silveira *et al.*, 2016; Cinco-Castro y Herrera-Silveira 2020); estos ecosistemas están amenazados debido a varios factores como, a) cambio de uso de suelo para el desarrollo de suburbios, agricultura intensiva y turismo; b) cambios hidrológicos como por el aumento del nivel del mar asociado al cambio climático, cambios en la orientación de las corrientes marinas, entre otros y; c) la contaminación, principalmente por la descarga de químicos provenientes de aguas residuales que desembocan en el mar, el transporte marítimo, entre otros (Cortes *et al.*, 2017; Madrid *et al.*, 2018).

Los sedimentos y los suelos representan el tercer reservorio como almacén de carbono más importante después de los océanos y de los estratos geológicos (Lal *et al.,* 2004). Características como la sobresaturación del agua en los manglares favorecen lentas tasas de descomposición de la materia orgánica resultantes de los procesos anaerobios que ocurren en su interior con el efecto de almacenamiento de carbono en los manglares (Alongí, 2014; Grellier *et al*., 2017; Marchand, 2017; Lovelock y Duarte 2019).

Los monitoreos del almacenamiento del carbono en manglares no se hacen de manera periódica, unas de sus desventajas son: I) se requieren demasiadas muestras para tener un panorama detallado en el espacio; II) la sobresaturación de agua en estos ecosistemas dificulta la extracción del material, por lo que las personas que realizan este tipo muestreo son muy escasos y; III) los análisis químicos tienen altos costos y requieren mucho tiempo para obtener resultados. Por lo anterior, es necesario buscar indicadores rápidos, de bajo costo y confiables que permitan el análisis de un gran número de muestras en el monitoreo del almacenamiento de carbono de forma eficiente como lo son las metodologías *proxy*.

El color es un parámetro que se ha aplicado como parámetro físico en varias décadas, ya que es un indicador indirecto de algunas propiedades físicas y químicas en los suelos y sedimentos, entre ellos, estudios han analizado el color para clasificar la génesis de suelos (IUSS Working Group WRB, 2014); se ha observado cómo los suelos oscuros se relacionan con su fertilidad (Leirena-Alcocer y Bautista, 2014), trabajos recientes han mostrado cómo la coloración de suelos y polvos urbanos se relacionan con la contaminación por metales pesados en las ciudades (Cortes *et al.,* 2015; García *et al.,* 2020). No obstante, la relación entre el color de los sedimentos con el incremento o decremento del carbono en manglares no ha sido estudiada. El objetivo de este trabajo es estudiar la correlación que tiene el color de los sedimentos con la concentración de carbono en manglares del sitio El Playón en Sian Ka´an como una metodología *proxy*.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El sitio de El Playón se ubica en la Reserva de la Biosfera de Sian Ka´an en la zona costera del centro del estado de Quintana Roo, está formada sobre una planicie con material de caliza, sus coordenadas son 19°49.188´ N y 87°30.304´ O, la vegetación que se encuentra en este sitio es manglar de tipo Chaparro. El muestreo se realizó de manera estratificada en forma de rejilla con 7 transectos los cuales contenían 8 puntos de muestreo cada uno, la distancia entre cada punto fue de 210 m, se obtuvieron 55 puntos de muestreo (Figura 1).

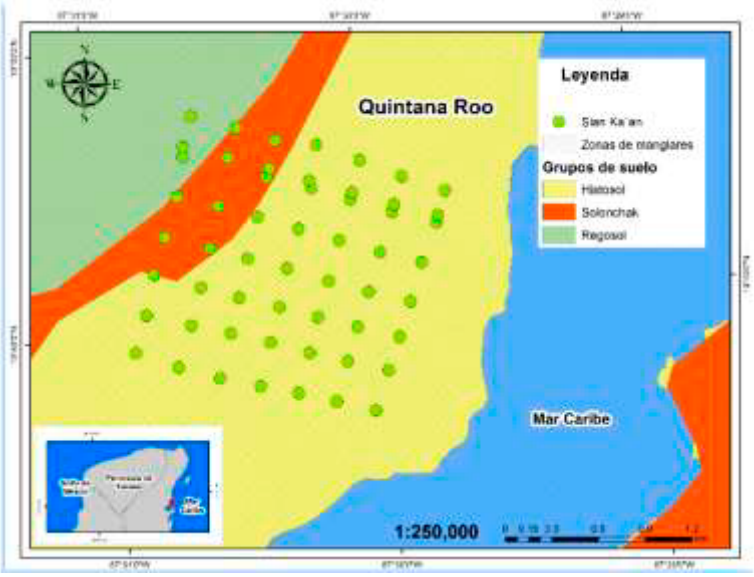

Figura 1. Mapa de puntos de muestreo en el sitio de "El Playón" en Sian Ka´an, Quintana Roo.

Las muestras de sedimento se obtuvieron a una profundidad que varió entre 0 y 10 cm, los sedimentos se secaron a 60 °C en un horno de secado y posteriormente se trituraron y se hicieron pasar por un tamiz de malla No 10 (2 mm de abertura).

Metodología

Análisis de color

Con ayuda de la Tabla Munsell® se asignó un color a cada muestra, posteriormente, estos datos se convirtieron en valores L*a*b en el espacio de color CIELab (CIE, 1976). Donde, L* representa luminosidad de las muestras (L* = 0 es negro y L* = 1 es blanco) y a* y b* indican la cromaticidad de los colores primarios reflejados en las muestras (+a* es rojo y –a* es verde; +b* es amarillo y –b* es azul), con ello se obtiene el color de las muestras de manera numérica, lo cual permite analizar los valores con herramientas estadísticas e identificar alguna posible correlación entre el color y las concentraciones de carbono orgánico e inorgánico, cabe mencionar que cada color tiene un valor numérico específico. La conversión de los datos de escala de color Munsell a sistema de color CIELab se realizó con la ayuda de programa *R,* versión *1.0.1* y el método realizado por Newhall *et al.* (1943) y Gama y Centero (2014), usando el estándar ASTM D-1535.

Análisis fisicoquímicos

El carbono orgánico (%) se obtuvo con el método de ignición mediante la pérdida de peso (Loss on ignition-LOI) (Luque, 2003). En este método la pérdida de peso experimentada por la muestra durante estas reacciones es determinada pesando el sedimento antes y después de ser quemadas, las muestras fueron colocadas en una mufla a 550 ºC durante 4 h, provocando la oxidación y evaporación de la materia orgánica (Buchanan y Mc Intyre 1984). El carbono inorgánico (%) se obtiene con el mismo principio, solo que el peso inicial se obtiene de la muestra ya quemada a 550 °C y la incineración se lleva hasta los 900 °C. El carbono total (%) se determinó con el método de combustión seca con ayuda de un autoanalizador elemental *CHN (FLASH-EA-2000),* calcinando las muestras (~1800 °C) la cual es detectada por cromatografía de gases.

Análisis de datos

Se aplicó la estadística de tipo multivariado como el análisis de conglomerados, este método busca agrupar elementos o variables para lograr una homogeneidad entre los datos para cada grupo formado y al mismo tiempo identificar diferencias entre los grupos (De la fuente, 2011), además, se realizaron análisis de varianza, para comparar las medianas con el método de Kruskal-Wallis, esta prueba evalúa las hipótesis de que las medianas de una variable evaluadas con respecto de un factor de clasificación son iguales. Primero se combinan los datos de todos los niveles y se ordenan de menor a mayor y se calcula el rango promedio para los datos de cada nivel. Si el valor-P < 0.05, existe una diferencia estadísticamente significativa entre las medianas de los grupos con un nivel de confianza del 95.0% (Kruskal y Wallis, 1952; Cortés *et al.,* 2017).

Resultados y Discusión

Las muestras se agruparon realizando un análisis multivariado de tipo de conglomerados, donde se utilizaron los valores de L*, a* y b* como variables independientes, con este método se pudieron observar cuatro grupos de muestras correlacionadas entre si dependiendo de los valores de color (Figura 2a).

Después que las muestras fueron asignadas correctamente a partir del análisis de conglomerados se agruparon físicamente para observar si estaban bien asignadas visualmente, posteriormente se tomó una muestra al azar y se le asignó un nombre a cada grupo con ayuda de la carta de color Munsell, donde, al grupo I se le asignó el nombre de cafés oscuros (7.5 YR 3/3), al grupo II grises (7.5 YR 5/1), el grupo III grises claros (10 YR 7/1) y el grupo IV blancos rosados (7.5 YR 8/2) (Figura 2b).

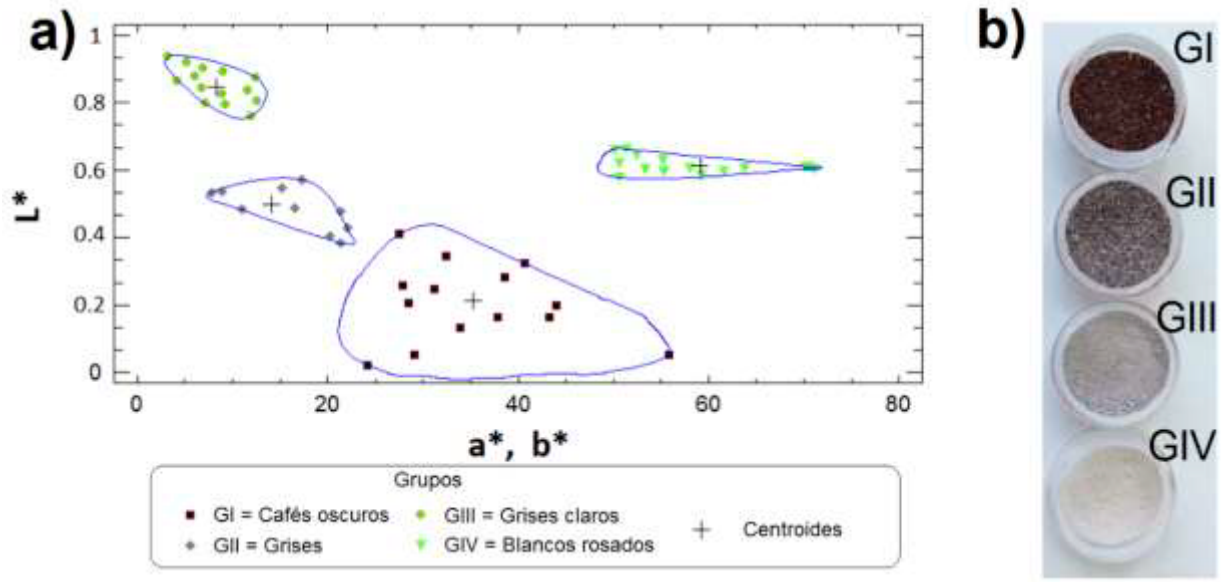

Figura 2. Clasificación de sedimentos por color: a) Gráfica de conglomerados donde se identifica la formación de cuatro grupos; b) grupos por color: GI = cafés oscuros (7.5 YR 3/3), GII = grises (7.5 YR 5/1), GIII = grises claros (10 YR 7/1) y GIV = blancos rosados (7.5 YR 8/2).

El análisis de varianza con la prueba de Kruskal-Wallis y cajas de bigotes mostraron que existen diferencias estadísticamente significativas entre las medianas (valor P <0.05) para el caso del carbono orgánico y el carbono inorgánico, mientras que el caso del carbono total no se encuentran diferencias significativas (Cuadro 1, Figura 4).

Cuadro 1. Prueba de Kruskal-Wallis donde se muestran los rangos promedios de los parámetros fisicoquímicos con respecto al color de los sedimentos.

Grupo color	No. muestras	Media (%) Carbono orgánico	Carbono inorgánico	Carbono total
Cafés oscuros	14	22.0731	1.76742	23.8406
Grises	10	15.7039	3.47106	19.1749
Grises claros	14	14.3091	5.19949	17.178
Blancos rosados	15	11.9785	7.84825	22.1573
Valor P	**55**	0.0047	0.0001	0.2050

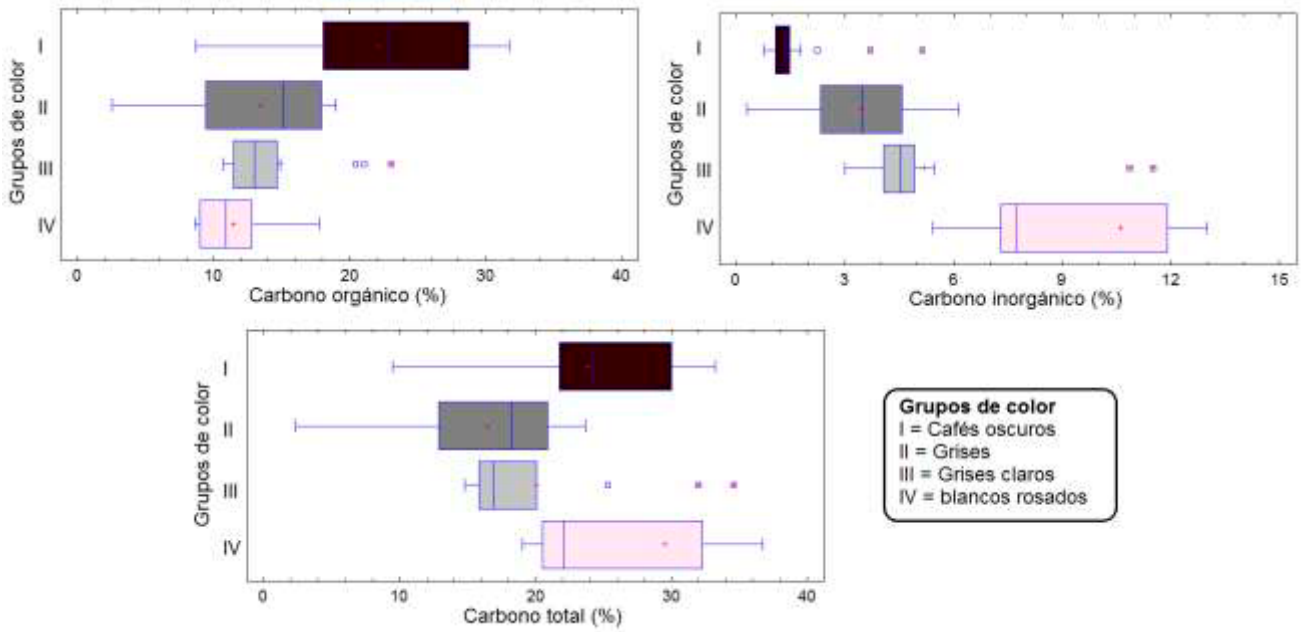

Figura 4. Gráfica de cajas de bigotes con muescas en la media del carbono orgánico, carbono inorgánico y carbono total en las muestras de sedimentos de manglar agrupadas por color.

Por último, se muestra un ensayo de la distribución espacial de las muestras de sedimentos superficiales con sus diferentes coloraciones sobre el área de estudio (Figura 5).

Figura 5. Distribución de la coloración de los sedimentos en muestras superficial del sitio el Playón en Sian Ka´an.

A partir de los resultados en el color de los sedimentos, se observó que, el color es una metodología que nos puede proporcionar resultados viables rápidos y confiables para conocer la capacidad de almacenamiento de carbono en los bosques de manglar. Sin embargo, se debe tener en cuenta que el tipo y las proporciones mineralógicas de los sedimentos, así como las propiedades fisicoquímicas no son las mismas para todos los bosques de manglar, por lo que se debe hacer un análisis parecido por cada sitio analizado para tener mejor resultado en el monitoreo ambiental como se ha mostrado en estudios de contaminación ambiental (Bautista *et al.,* 2014; Cortés *et al.,* 2015; Nelson, 2020).

Conclusiones

Los resultados mostraron que el grupo de color I que representa a los cafés oscuros contiene los valores más altos de carbono orgánico, mientras las muestras de color blancas rosadas correspondientes al grupo IV contienen los valores más altos de carbono inorgánico; el caso del carbono total no mostró diferencias significativas, los cual puede deberse a que en este parámetro se incluye tanto el carbono orgánico como el carbono inorgánico los cuales tienen valores estadísticos muy similares.

A partir de estos resultados se pudo comprobar que el color de los sedimentos en manglares puede utilizarse como una metodología *proxy* para determinar que, mientras más oscuras sean las muestras de los sedimentos mayor concentración de carbono orgánico o de sedimentos orgánicos y mientras más claras mayor concentración de carbono inorgánico, por lo tanto, serán sedimentos minerales.

Agradecimientos

Al CINVESTAV Unidad Mérida, al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico con la beca de doctorado. A los proyectos del Dr. Jorge Alfredo Herrera Silveira y a su equipo de colaboradores de donde se obtuvieron las muestras y parte de los análisis. A la Dra. Patricia Quintana y a los proyectos del laboratorio LANNBIO.

Literatura citada

Alongi, D. M. 2014. Carbon cycling and storage in mangrove forests. *Annual review of marine science*, *6*, 195-219.

Alongi, D. M., Sasekumar, A., Tirendi, F. and Dixon, P. 1998. The influence of stand age on benthic decomposition and recycling of organic matter in managed mangrove forests of Malaysia. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 225(2), 197-218.

Bautista, F., Cejudo-Ruiz, R., Aguilar-Reyes, B. and Gogichaishvili, A. (2014). El potencial del magnetismo en la clasificación de suelos: una revisión. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, *66*(2), 365-376.

Buchanan, K. and Holme Mc Intyre, H. 1984. An Introduction to Coastal. New York: Harper and Row Publisher.

Chen, X., Xia, X., Zhao, Y. and Zhang, P. 2010. Heavy metal concentrations in roadside soils and correlation with urban traffic in Beijing, China. *Journal of Hazardous Materials*, 181(1-3), 640-646.

Cinco-Castro, S. and Herrera-Silveira, J. 2020. Vulnerability of mangrove ecosystems to climate change effects: The case of the Yucatan Peninsula. *Ocean & Coastal Management*, *192*, 105196.

Cortés, J. L., Bautista, F., Delgado, C., Quintana, P., Aguilar, D., García, A. and Gogichaishvili, A. 2017. Spatial distribution of heavy metals in urban dust from Ensenada, Baja California, Mexico. *Revista Chapingo. Serie Ciencias Forestales y del Ambiente*, 23(1), 47-60.

Cortés, J. L., Bautista, F., Quintana, P., Aguilar, D. and Goguichaishvili, A. 2015. The color of urban dust as an indicator of contamination by potentially toxic elements: the case of Ensenada, Baja California, Mexico. *Revista Chapingo. Serie Ciencias Forestales y del Ambiente*, *21*(3), 255-266.

De La Fuente, S. 2011. Análisis conglomerados. Facultad de Ciencias Económicas y Empresariales, Universidad Autónoma de Madrid (UAM). Madrid, España.

Gama, J. and Centore, P. 2014. Interpolation of Munsell denotation data to convert any hue and chroma values to CIE xyY, CIE XYZ, sRGB, CIE Lab or CIE Luv.

García, R., Delgado, C., Cejudo, R., Aguilera, A., Gogichaishvili, A. and Bautista, F. 2020. The color of urban dust as an indicator of heavy metal pollution El color del polvo urbano como indicador de contaminación por metales pesados. *Revista Chapingo Serie Ciencias Forestales y del Ambiente*, *26*(1).

Giri, C., Ochieng, E., Tieszen, L.L., Zhu, Z., Singh, A., Loveland, T., Masek, J. and Duke, N., 2011. Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data. *Global Ecology and Biogeography.* 20, 154–159.

Grellier, S., Janeau, J. L., Hoai, N. D., Kim, C. N. T., Phuong, Q. L. T., Thu, T. P. T. and Marchand, C. 2017. Changes in soil characteristics and C dynamics after mangrove clearing (Vietnam). *Science of the Total Environment*, *593*, 654-663.

Kruskal, W. H. and Wallis, W. A. 1952. Use of ranks in one-criterion variance analysis. *Journal of the American statistical Association*, 47(260), 583-621.

Lal, R., Griffin, M., Apt, J., Lave, L. and Morgan, M. G. 2004. Ecology. Managing soil carbon. *Science (New York, NY)*, *304*(5669), 393.

Leirana-Alcocer, J. L. and Bautista-Zúñiga, F. 2014. Patrones de asociación entre la cobertura vegetal y la calidad del suelo en el matorral costero de la reserva Ría Lagartos, Yucatán. *Ciencia UAT*, 8(2), 44-53.

Lovelock, C. E. and Duarte, C. M. 2019. Dimensions of Blue Carbon and emerging perspectives. *Biology letters*, *15*(3), 20180781.

Luque Marín, J. A. 2003. Lago de Sanabria: un sensor de las oscilaciones climáticas del Atlántico Norte durante los últimos 6.000 años. El, Universitat de Barcelona, España.

Madrid, H. C., Hoz, L. R., García, A. Z. M. Edwards, A. C. 2018. Environmental assessment of a mangrove protected area in the southeast Gulf of Mexico through sediment core analysis. *Environmental earth sciences*, *77*(3), 73.

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

Nelson, W. G. 2020. A quantitative assessment of organic carbon content as a regional sediment-condition indicator. *Ecological Indicators*, *114*, 106318.

Newhall, S. M., Nickerson, D. and Judd, D. B. 1943. Final report of the OSA subcommittee on the spacing of the Munsell colors. *josa*, *33*(7), 385-418.

WRB. 2014. Base Referencial Mundial del Recurso de los Suelo, modificada de 2014. Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura, Roma, Italia.

4.3. Evaluación retrospectiva de inventarios de Carbono Azul en áreas de manglar del Pacífico mexicano (Mazatlán, Sinaloa)

Jupin Johanna L. J.[1]; Ruiz-Fernández A. C.[2]; Sánchez-Cabeza J. A.[2] y Pérez-Bernal L. H.[2]

[1]Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Circuito Exterior s/n, Ciudad Universitaria, 04510 Ciudad de México.
[2]Unidad Académica Mazatlán, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, Calz. Montes Camarena s/n, 82040 Mazatlán, Sin., México.
Autor para correspondencia: joh.jupin@gmail.com

Resumen

El Estero del Infiernillo es un ecosistema costero rodeado de manglar, que ha sido ampliamente modificado a lo largo del tiempo, como resultado del crecimiento poblacional en uno de los puertos turísticos más importantes del Pacífico mexicano. Se presentan los resultados preliminares de la evaluación de la acumulación de C_{org} en sedimentos, a partir del estudio de dos núcleos recolectados en márgenes urbanizadas del Estero del Infiernillo. Valores de susceptibilidad magnética y de concentración de elementos mayoritarios se utilizaron como indicadores de procedencia de los sedimentos (*e.g.* Al, origen terrígeno; Na, origen marino). Los resultados muestran una disminución paulatina de la concentración y de los inventarios de C_{org} a lo largo de los dos núcleos sedimentarios analizados, probablemente como resultado de la modificación del litoral costero y el aprovechamiento de terrenos ganados al mar. La reducción de los inventarios de C_{org} y las emisiones de CO_2 asociadas debido a la perturbación de los sedimentos en las áreas de manglar justifican los esfuerzos para la restauración y la preservación de este remanente natural dentro de la ciudad de Mazatlán.

Palabras clave: *carbono azul; humedales costeros; geocronología ^{210}Pb; estado de Sinaloa (México).*

Abstract

Infiernillo Estuary is a coastal ecosystem surrounded by mangroves, which has been extensively modified over time, as a result of population growth in one of the most important tourist destinations on the Mexican Pacific. A preliminary evaluation of C_{org} accumulation in recent sediments is presented, derived from the study of two sedimentary cores collected in urbanized margins of Infiernillo Estuary. Magnetic susceptibility values and concentration of major elements were used as indicators of sediment origin (*e.g.* Al, terrestrial origin; Na, marine origin). The results show a gradual decrease in the concentration and the inventories of C_{org} along the two analyzed cores, probably as a result of the modification of the coastline and the use of land gained from the sea. The reduction of the C_{org} inventories and the possible associated CO_2 emissions due to the disturbance of sediments in the mangrove areas justify the efforts for restoration and preservation of this natural remnant within the city of Mazatlán.

Key words: *blue carbon; mangroves; ^{210}Pb geochronology; Sinaloa state (Mexico).*

Introducción

Los manglares son ampliamente conocidos como los entornos más productivos y con mayor capacidad de almacenamiento de Carbono Azul (*i.e.*, el carbono almacenado por los ecosistemas costeros, Howard *et al*., 2014), debido a la combinación única de producción y enterramiento de materia orgánica (Breithaupt *et al*., 2012). La desaparición progresiva de estos ecosistemas, causada principalmente por la deforestación y el cambio de uso de suelo, conlleva la reducción de este importante sumidero de

carbono, así como la liberación de dióxido de carbono (CO_2) a la atmósfera, debido a la descomposición y remineralización en forma gaseosa de la materia orgánica enterrada en los sedimentos (Breithaupt *et al*., 2012) con lo que se contribuye al cambio climático.

Aunque la dinámica del carbono orgánico (C_{org}) en los ecosistemas de manglar ha sido objeto de numerosos estudios durante las últimas décadas, existe todavía incertidumbre sobre la dinámica de los manglares (*e.g.* producción, composición, transporte, rutas y transformaciones de C_{org}) y la respuesta de los manglares a factores inducidos por el clima y las actividades antropogénicas. En México, en particular, el estudio del Carbono Azul es relativamente reciente y existen pocos estudios sobre las variaciones temporales de la procedencia, las tasas de enterramiento y los inventarios en sedimentos de manglar. Dada la escasez de monitoreo a largo plazo en los manglares de México, es necesario usar los cálculos de concentración y inventario de C_{org} de la metodología de Carbono Azul (Howard *et al*., 2014) que permiten la intercomparación con otros estudios en el mundo.

Para comprender mejor el almacenamiento de carbono de los manglares y la respuesta a las perturbaciones humanas, este trabajo se enfocó en el Estero del Infiernillo, situado en la costa del Pacífico mexicano, que es un ejemplo de ecosistema de manglar, vulnerable a las actividades antropogénicas (*e.g.* uso irracional de los recursos forestales, modificación del entorno, descargas de aguas residuales) que han provocado la pérdida de superficie y biodiversidad en el ecosistema.

Este trabajo presenta una evaluación retrospectiva de la acumulación de C_{org} en el Estero del Infiernillo, derivada del estudio de propiedades geoquímicas de núcleos sedimentarios, bajo la hipótesis de que la ocupación humana alteró los procesos sedimentarios, y la capacidad de almacenamiento de carbono orgánico sedimentario en las áreas de manglar que rodean al Estero del Infiernillo.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El Estero del Infiernillo (EdI), es una sección septentrional de la laguna costera Estero de Urías en el noroeste de México (Figura 1). Ambos ecosistemas se encuentran rodeados por la ciudad de Mazatlán, uno de los puertos turísticos más importantes del Pacífico mexicano. El EdI ha sido significativamente modificado desde finales del siglo XIX, incluyendo el dragado y relleno de extensas áreas, construcciones de terraplenes, construcción de infraestructura de comunicación (vial y marítima) y urbanización de terrenos ganados mediante rellenos (Beraud-Lozano, 1997). Estas acciones han tenido como principales consecuencias el azolvamiento del EdI (provocado por la reducción de la desembocadura e intercambio con el cuerpo principal del Estero de Urías, que es la vía de intercambio con el mar), la pérdida de biodiversidad y de la extensión de los manglares que rodean al EdI, debido a la tala, relleno de terrenos y la contaminación por aguas negras sin tratar de los asentamientos circundantes (Beraud-Lozano *et al*., 2009). Estudios previos (Beraud-Lozano, 1997; Beraud-Lozano *et al*., 2009) reportan una importante reducción en la extensión original de la desembocadura (de 240 a 40 m de ancho), de la cobertura de agua (de 381 a 96 ha) y de extensión de manglar (de 3 millones a 960 mil m^2 de extensión de manglar). El clima predominante de la zona es tropical y subtropical, tipo cálido sub-húmedo con lluvias en verano (Aw0) (García, 1973; SMN, 2014) con precipitación media anual de 857.5 mm, principalmente entre junio y octubre (INEGI, 2012).

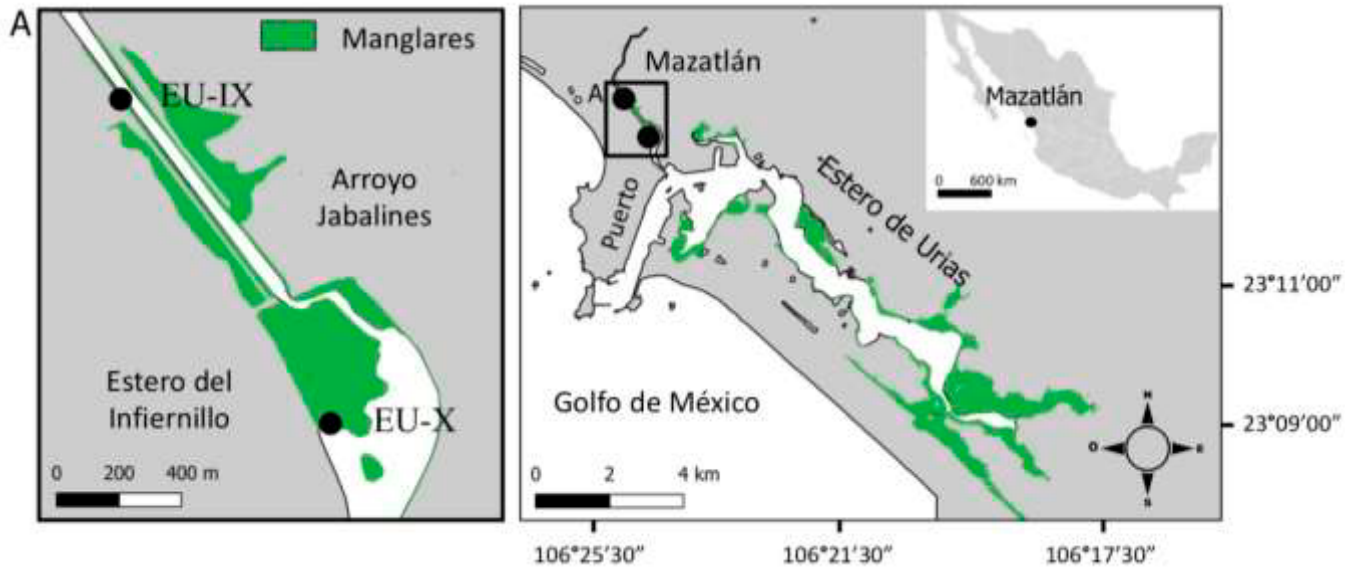

Figura 1. Mapa de la laguna Estero de Urías con un zoom del Estero del Infiernillo (A). EU-IX y EU-X son los dos núcleos recogidos. Las áreas verdes representan áreas de manglares.

Metodología

Se recolectaron manualmente dos núcleos sedimentarios (EU-IX y EU-X) en el EdI (Figura 1; Cuadro 1), en enero de 2019, mediante el enterramiento de tubos de PVC (10 cm de diámetro, 1 m de largo) que fueron extrudidos y seccionados en intervalos de 1 cm de espesor. Las muestras se pesaron antes y después de lioflizar, y se molieron en mortero de porcelana (excepto una alícuota para el análisis de tamaño de grano). Las concentraciones de carbono orgánico (C_{org}; mg g^{-1}) se determinaron mediante analizador elemental (Vario MICRO Cube®, Elementar). El inventario de C_{org} (Mg C_{org} ha^{-1}) se calculó como el producto de la densidad seca de los sedimentos (g cm^{-3}), la concentración de C_{org} y el espesor de cada sección del núcleo (Howard *et al*., 2014). La sumatoria de los inventarios a cada sección, se convierten en equivalentes CO_2 por ha (Mg CO_2 ha^{-1}) mediante el factor de conversión 3.67 (Howard *et al*., 2014). Se determinaron las características de los sedimentos, tales como la densidad (g cm^{-3}), la abundancia de las fracciones de arcilla, limo y arena de los sedimentos (%) mediante difracción de rayos láser (Mastersizer 2000E® Malvern), la susceptibilidad magnética (SM, $x10^{-5}$ SI), y las concentraciones de elementos mayores (Al y Na) mediante espectrometría de fluorescencia de rayos X (Xepos-3®, Spectrolab). Para el control de calidad de cada método, se determinó la repetibilidad de los análisis mediante el análisis de réplicas y se estimó su coeficiente de variación (CV (%) = desviación estándar/promedio x 100) y su exactitud, mediante el análisis de materiales de referencia y el cálculo de z-score. Se realizaron análisis de estadística descriptiva (promedio, desviación estándar, intervalos) y de varianza (ANOVA) para evaluar diferencias entre los valores de las variables geoquímicas entre sitios de estudio.

Cuadro 1. Ubicación y características de sitios de muestreo en zonas de manglar en los alrededores del Estero de Infiernillo, Sinaloa.

Clave del núcleo	Fecha de muestreo	Coordenadas Latitud (°N) Longitud (°W)	Longitud del núcleo (cm)	Especies de Mangle
EU-IX	22-01-2019	23°13'48.3" 106°25'01.2"	50	*Avicennia germinans*
EU-X	23-01-2019	23°13'14.8" 106°24'37.2"	62	*Rhyzophora mangle, Avicennia germinans*

Resultados y Discusión

Concentración de C_{org}

Las concentraciones de C_{org} (Figura 2) fueron significativamente ($p< 0.05$) más altas en el núcleo EU-X (3.88 y 16.21%, Cuadro D) que en EU-IX (1.17 y 4.45%, Cuadro I). Ninguno de los núcleos mostró un decaimiento exponencial de las concentraciones de C_{org} que caracteriza condiciones estables de acumulación y depósito de C_{org} en sedimentos (Berner, 1981), sino un aumento de las concentraciones en C_{org} con la profundidad en ambos núcleos.

El intervalo general de concentración de C_{org} en los núcleos (1.17–16.21%) fue comparables a los reportados por Aldana-Gutiérrez (2019) (0.9–23.9%) para sedimentos de manglares del Estero de Urías en Sinaloa, así como en otros sitios de manglar de México (7.32–9.11% en Yucatán y 13.41–26.71% en Quintana Roo, Gutiérrez-Mendoza y Herrera-Silveira, 2016) y otras partes del mundo (*e.g.* 3.5–12.2%, Essien *et al*., 2009, Nigeria; 0.74–5.9%, Qiu *et al*., 2011, China; 5–10%, Pérez *et al*., 2018, Brasil).

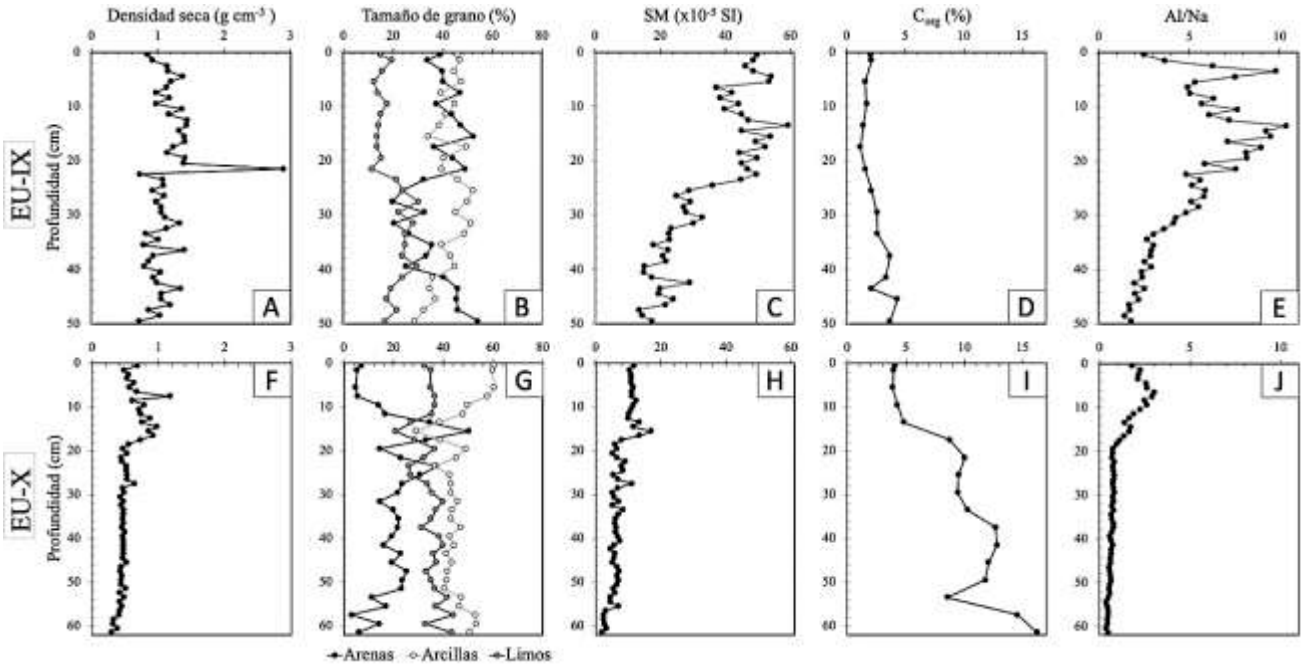

Figura 2. Densidad seca; porcentaje de arcillas, limos y arenas; susceptibilidad magnética (SM); concentración en Corg; y Factor Al/Na en sedimentos de manglar del Estero del Infiernillo, Sinaloa.
EU-IX: fila arriba; EU-X: fila abajo. SM: susceptibilidad magnética.

Propiedades de los sedimentos

Los valores de densidad seca variaron entre 0.66 y 1.3 g cm^{-3} (EU-IX) y entre 0.27 y 1.1 g cm^{-3} (EU-X) (Figura 2A y 2F); la susceptibilidad magnética (SM) varió entre 14 y 59 $x10^{-5}$ SI (EU-IX) y entre 2.1 y 17 $x10^{-5}$ SI (EU-X) (Figura 2C y 2H). El núcleo EU-IX estaba compuesto principalmente por arcilla y arena, que representaban el 80% del sedimento (Figura 2B,) y el núcleo EU-X por sedimentos de grano fino, en particular limo y arcilla que representaban el 81% de la distribución (Figura 2G). EU-IX presentó valores de densidad seca y SM significativamente mayores que los de EU-X ($p <0.05$).

El cociente de las concentraciones de Al (indicador de origen terrestre) y Na (indicador de origen marino) (Figura 2E y 2J) mostró un perfil creciente hacia la superficie en ambos núcleos indicando un progresivo predominio de los aportes terrestres sobre los aportes marinos con el paso del tiempo. Se observaron correlaciones positivas significativas ($r\geq 0.5$, $p< 0.05$) entre los perfiles del indicador Al/Na,

SM y densidad seca, mientras que se observaron correlaciones negativas significativas ($r \leq -0.5$, $p < 0.05$) entre estas variables y la concentración de C_{org}. Las observaciones sugieren que las concentraciones de C_{org} a los sedimentos proviene principalmente de los aportes marinos; así, la reducción de la concentraciones en C_{org} podrían ser el resultado de dos causas principales: (1) la disminución de los aportes de sedimentos provenientes del mar debido a la modificación de la desembocadura del estero Infiernillo para el desarrollo del puerto y de la ciudad de Mazatlán (Beraud-Lozano, 1997); y (2) el aumento de los aportes en material terrígeno debido a los cambios en el uso del suelo que provocan erosión continental y el cambio en la composición geoquímica de los sedimentos (Ruiz-Fernández *et al*., 2009b, 2012).

Inventarios de carbono y CO_2 equivalente

Los valores de los inventarios de C_{org} (Ic) calculados a cada 10 cm a lo largo de los núcleos de EdI (Figura 3) variaron entre 25.7 ± 0.8 y 46.3 ± 1.5 Mg C_{org} ha^{-1} para EU-IX y entre 41.3 ± 1.3 y 187.7 ± 6.3 Mg C_{org} ha^{-1} para EU-X. Los Ic muestran una tendencia decreciente hacia la superficie en los dos núcleos. Los valores de Ic y de CO_2 equivalente (CO_{2eq}) integrados hasta una profundidad de 50 cm en ambos núcleos fueron mayores en el núcleo EU-X (Ic: 454 ± 7 Mg C_{org} ha^{-1}; CO_{2eq}: 1668 ± 26 Mg CO_2 ha^{-1}) que en el núcleo EU-IX (Ic: 183 ± 3 Mg C_{org} ha^{-1}; CO_{2eq}: 628 ± 33 Mg CO_2 ha^{-1}).

A una profundidad de núcleo comparable de 50 cm, los Ic de EdI fueron mayores a los obtenidos en ecosistemas de manglar antropizados del sur de Australia (intervalo entre 86.9 ± 50.1 y 124.1± 99.4 Mg C_{org} ha^{-1}; Lavery *et al*., 2019) y en ecosistemas prístinos de manglar en Indonesia (intervalo entre 68 ± 11 y 179 ± 82 Mg C_{org} ha^{-1}; Sasmito *et al*., 2020), y fueron comparables a los Ic promedio obtenidos en ecosistemas de manglar de Yucatán (355.98 Mg C_{org} ha^{-1}); del Golfo de México (205.35 Mg C_{org} ha^{-1}) y del Pacífico Sur (181.19 Mg C_{org} ha^{-1}) en México (Herrera-Silveira *et al*., 2016).

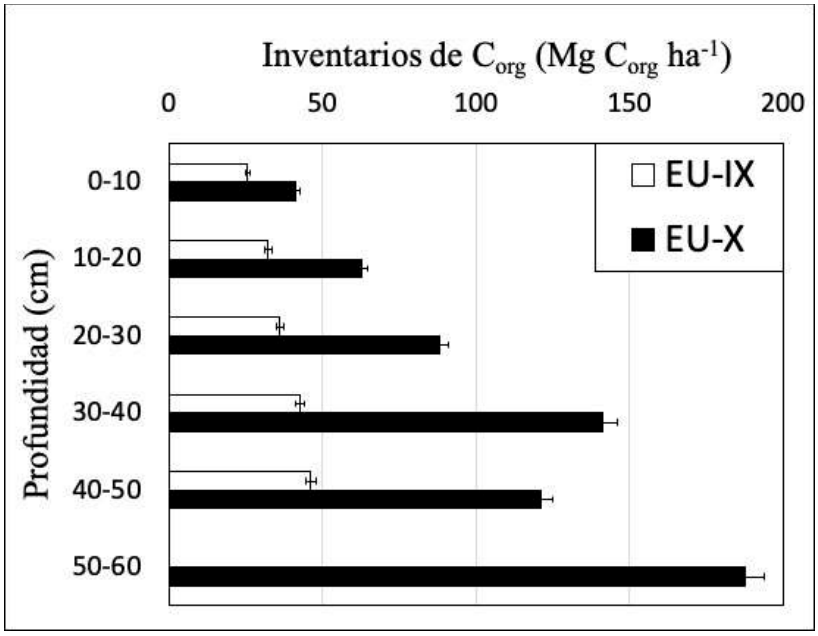

Figura 3. Inventarios de carbono en sedimentos de manglar del Estero de Infiernillo, Sinaloa.

Conclusiones

Este trabajo demostró que las concentraciones y los inventarios de C_{org} en sedimentos del Estero del Infiernillo, en Mazatlán, Sinaloa (costa Pacífico de México) disminuyeron hacia las secciones más superficiales de los núcleos, en relación con un cambio de los aportes sedimentarios. Se concluye que la

expansión de la ciudad de Mazatlán y el desarrollo de sus actividades portuarias no solamente tuvieron un impacto visible sobre la cobertura de manglar, sino también sobre la eficiencia de estos manglares como sumidero de carbono para la mitigación del cambio climático. Próximamente se espera contar con la cronología derivada del método de fechado con ^{210}Pb para precisar el periodo de tiempo durante cual ocurrieron estos cambios, relacionarlos con datos históricos y evaluar las tendencias temporales de los inventarios y tasas de enterramiento de C_{org} en el ecosistema.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT, México) PDCPN 2015/1-473, CB2010/153492 y SEMARNAT-2016-01-278634. Los autores agradecen el apoyo técnico de Bojórquez-Leyva y S. Rendón-Rodríguez (muestreo) y de L. F. Álvarez, G., Ramírez-Reséndiz y C. Suárez (manejo de datos).

Literatura citada

Adame, M. F., Kauffman, J. B., Medina, I., Gamboa, J. N., Torres, O., Caamal, J. P., Reza, M., and Herrera-Silveira, J. A. 2013. Carbon stocks of tropical coastal wetlands within the karstic landscape of the Mexican Caribbean. Plos One, 8(2), e56569.

Adame, M. F., Santini, N. S., Tovilla, C., Vázquez-Lule, A., Castro, L., and Guevara, M. 2015. Carbon stocks and soil sequestration rates of tropical riverine wetlands. Biogeosciences, 12, 3805-3818.

Aldana-Gutièrrez, G. 2019. Variación temporal de indicadores del Cambio Global en la laguna Estero de Urías: flujos de metales pesados y materia orgánica. Tesis de Maestría en Ciencias. Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología. Universidad Nacional Autónoma De México. Mazatlán, Estado de Sinaloa. 149 p.

Beraud, J.L. 1997. Interacciones sociedad-naturaleza en Mazatlán, Sinaloa. Región Soc. 8. DOI:10.22198/rys.1997.13-14.a1138.

Beraud-Lozano, J.L., Covantes-Rodríguez, C., y Beraud-Martínez, I. 2009. Vulnerabilidad socioambiental en Mazatlan, México. Cuad. Geográficos Univ. Granada 31–62.

Berner, R.A. 1981. A new geochemical classification of sedimentary environments. J. Sediment. Res. 51, 359–365.

Bhomia, R. K., MacKenzie, R. A., Murdiyarso, D., Sasmito, S. D. and Purbopuspito, J. 2016. Impacts of land use on Indian mangrove forest carbon stocks: Implications for conservation and management. Ecological Applications, 26, 1396–1408. DOI:10.1890/15-2143.

Breithaupt, J.L., Smoak, J.M., Smith III, T.J., Sanders, C.J., and Hoare, A. 2012. Organic carbon burial rates in mangrove sediments: Strengthening the global budget. Glob. Biogeochem. Cycles 26.

García, E. 1973. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen: para adaptarlo a las condiciones de la república mexicana. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía. 246 p.

Herrera Silveira, J. A., Rico, A. C., Pech, E., Pech, M., Ramírez, J. R., and Hernández, C. T. 2016. Carbon dynamics (stocks and fluxes) in Mangroves of Mexico. Terra Latinoamericana, 34(1), 61–72.

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

INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2012. Anuario estadístico del estado de Sinaloa, Instituto Nacional de Estadística y Geografía, Aguascalientes, México. Inst. Nac. Estad. Geogr. Aguascalientes México.

Kusumaningtyas, M.A., Hutahaean, A.A., Fischer, H.W., Pérez-Mayo, M., Ransby, and D., Jennerjahn, T.C. 2019. Variability in the organic carbon stocks, sources, and accumulation rates of Indonesian mangrove ecosystems. Estuar. Coast. Shelf Sci. 218, 310–323.

Lavery, P.S., Lafratta, A., Serrano, O., Masqué, P., Jones, A., Fernandes, M., Gaylard, S. and Gillanders, B. 2019. Coastal carbon opportunities: technical report on carbon storage and accumulation rates at three case study sites. Goyder Institute for Water Research Technical Report Series No. 19/21.

Liu, H., Ren, H., Hui, D., Wang, W., Liao, B., and Cao, Q. 2014. Carbon stocks and potential carbon storage in the mangrove forests of China. Journal of Environmental Management. 133, 86-93.

Ruiz-Fernández, A.C., Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A., Machain-Castillo, M.L., Vásquez, L., Ghaleb, B., Aspiazu-Fabián, J.A., and Páez-Osuna, F. 2009b. Changes of coastal sedimentation in the Gulf of Tehuantepec, South Pacific Mexico, over the last 100 years from short-lived radionuclide measurements. Estuar. Coast. Shelf Sci. 82, 525–536. DOI:10.1016/j.ecss.2009.02.019.

Ruiz-Fernández, A.C., Sanchez-Cabeza, J.-A., Alonso-Hernández, C., Martínez-Herrera, V., Pérez-Bernal, L.H., Preda, M., Hillaire-Marcel, C., Gastaud, J., and Quejido-Cabezas, A.J. 2012. Effects of land use change and sediment mobilization on coastal contamination (Coatzacoalcos River, Mexico). Cont. Shelf Res. 37, 57–65. DOI:10.1016/j.csr.2012.02.005

Sasmito, S. D., Kuzyakov, Y., Lubis, A. A., Murdiyarso, D., Hutley, L. B., Bachri, S., Friess, D. A., Martius, C., and Borchard, N. 2020. Organic carbon burial and sources in soils of coastal mudflat and mangrove ecosystems. Catena, 187. DOI: 10.1016/j.catena.2019.104414.

SMN, 2014. Normales climatológicas Mazatlán. Periodo 1981-2010. Servicio Meteorológico Nacional, CNA (CONAGUA), Ciudad de México, México. http://smn.cna.gob.mx/es/informacion-climatologica-ver-estado?estado=sin (Consulta: Julio 18, 2020).

4.4. Características morfométricas y almacenes de carbono aéreo de tres paisajes de pastos marinos de Yumbalam

Mendoza-Martínez J. E.[1]; Herrera-Silveira J. A[1] y Cota-Lucero Tania C[1].

[1]CINVESTAV-IPN Centro de Investigación y de Estudios Avanzados del Instituto Politécnico Nacional Unidad Mérida, km 6 antigua carretera a Progreso, C.P. 97310, Mérida, Yucatán, México. kasumo_60@hotmail.com

Resumen

Los fondos de pastos marinos (PM) son importantes reservorios del carbono marino, sin embargo, su disminución en todo el mundo los ha convertido en ecosistemas amenazados. La adecuada comprensión y cuantificación de los sumideros de carbono proporciona elementos adicionales para su conservación y manejo. En este trabajo se evaluó el almacén de carbono aéreo de tres paisajes de pastos, en la reserva de APFFYB. Se determinaron mediante técnicas de percepción remota los tipos de fondo marino de 49 puntos de muestreo distribuidos al azar de manera estratificada. El almacén de carbono del componente vivo se calculó a partir del procesamiento de 29 muestras de pastos marinos y a partir de 23 núcleos se evaluaron características del sedimento. La extensión de PM fue de 20 220.74 ha con una mayor cobertura y estructura foliar en paisajes (PAA). La especie dominante fue *Thalassia testudinum* aunque también se observaron esporádicamente *Syringodium filiforme* y *Halodule wrigthii*. La biomasa aérea fue de 1014.7± 821.8 g m^2 y subterránea de 522.5 ± 343.7 g m^2. Los paisajes con mayor estructura foliar (PAA y PMAR) se distribuyen entre los 0.2 y 1.5 m de profundidad con mayor almacén de carbono aéreo 0.86 ± 0.04 y 0.44 ± 0.03 Mg C ha^{-1} respectivamente. Estos resultados sugieren una zonación importante en la capacidad para retener materia orgánica en los sedimentos que cada paisaje tiene. Paisajes PAA con mayor desarrollo de tejido rizoidal se distribuyen sobre zonas someras, hiperhalinas y más internas de la laguna Yalahau. Se estima que los pastos marinos en este ecosistema retienen en biomasa un total de 11 764.5 ± 699 Mg C.

Palabras clave: *almacén de carbono; laguna arrecifal; pastos marinos; emisiones de CO_2; carbono azul.*

Abstract

Seagrass beds (SB) are important reservoirs of marine carbon, however, their decline worldwide has made them threatened ecosystems. The proper understanding and quantification of carbon sinks provides additional elements for their conservation and management. In this work, the aerial carbon store of three pasture landscapes was evaluated, in the APFFYB reserve. The types of seabed from 49 sampling points randomly distributed in a stratified manner were determined by remote sensing techniques. The carbon store of the living component was calculated from the processing of 29 samples of seagrass and from 23 nuclei characteristics of the sediment were evaluated. The extension of PM was 20 220.74 ha with greater coverage and leaf structure in landscapes (PAA). The dominant species was *Thalassia testudinum* although *Syringodium filiforme* and *Halodule wrigthii* were also sporadically observed. The aerial biomass was 1014.7 ± 821.8 g m^2 and underground 522.5 ± 343.7 g m^2. The landscapes with the highest leaf structure (PAA and PMAR) are distributed between 0.2 and 1.5 m depth with the highest airborne carbon store 0.86 ± 0.04 and 0.44 ± 0.03 Mg C ha^{-1} respectively. These results suggest an important zonation in the capacity to retain organic matter in the sediments that each landscape has. PAA landscapes with greater development of rhizoidal tissue are distributed over shallow, hyperhaline and more internal areas of the Yalahau lagoon. It is estimated that the seagrasses in this ecosystem retain a total biomass of 11 764.5 ± 699 Mg C.

Keys words: *storage carbon; coast lagoon; seagrass bed; CO_2 emission; blue carbon.*

Introducción

La necesidad de reducir los flujos de CO_2 a la atmosfera para mitigar los efectos del cambio climático ha generado el creciente interés de entender la capacidad de ecosistemas para almacenar, capturar y secuestrar carbono (Mcleod *et al.,* 2011). En este sentido, los ecosistemas costeros como marismas, manglares y pastos marinos llamados "Carbono Azul", han resultado ser más eficientes que ecosistemas terrestres para almacenar carbono, principalmente en los sedimentos (Serrano *et al*., 2016). Los ecosistemas de pastos marinos cubren sólo el 0.2% del área total de los océanos, sin embargo, representan alrededor del 10% del carbono oceánico almacenado, además de constituir uno de los biotopos más productivos del planeta (Mcleod, *et al.,* 2011) dan protección a playas contra procesos de erosión costera y mejoran hábitats asociados como los arrecifes de coral (Björk *et al*., 2008). Esta importancia junto con la perdida de cobertura del 7% anual a nivel mundial que experimentan actualmente las praderas de pastos marinos, los ha convertido en un ecosistema prioritario para su conservación (Larkum *et al.,* 2006, Waycott *et al*., 2009).

A pesar de este creciente interés, la información generada es dispersa y no ha logrado esclarecer la verdadera importancia de los pastos marinos en términos de mitigación del cambio climático dentro de las estrategias del IPCC a nivel regional y global. La falta de información "*in situ*" y mapas detallados de la distribución y cobertura de los pastos marinos es escasa en parte por el difícil acceso a los sitios en los que se distribuyen, y las variaciones en la transparencia de la columna de agua, que dificulta la evaluación de las reservas de carbono y extensión real de este ecosistema.

México cuenta con la presencia de 9 especies de pastos marinos distribuidos en el Pacífico, Mar Caribe y Golfo de México (Riosmena *et al.,* 2014) las valoraciones de carbono sobre este ecosistema son todavía escasas, reportándose únicamente para ecosistemas de pastos marinos de Tamaulipas (Thorhaug *et al.,* 2017), Baja California Sur (Cota-Lucero, 2017), Veracruz y Yucatán (Kantún-Manzano y Herrera-Silveira, 2014; Mendoza-Martínez *et al*., 2019; Cota-Lucero *et al*., 2019). Adicionalmente se sabe poco sobre cómo los almacenes de carbono varían localmente de acuerdo con las características del paisaje. Por lo anterior, el objetivo del presente trabajo fue describir las características morfométricas de tres tipos de paisajes de pastos marinos y estimar su contribución como sumidero de carbono a la reserva de Yum Balam.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El Área de Protección de Flora y Fauna Yum Balam (APFFYB) se localiza en el estado de Quintana Roo, entre 21° 32' latitud Norte y 87° 01' longitud Oeste y 21° 6' latitud Norte y 87° 53' longitud Oeste. Comprende una superficie de 154 052 ha por decreto en 1994 de las cuales aproximadamente 6655 ha corresponden a ecosistemas de Manglar y reportes no publicados sobre extensión de pastos marinos de 17 287 ha. La porción marina de la reserva (Zona Marina y Laguna Yalahau) representan el 65.5% del área total de la reserva.

Adquisición y preprocesamiento de datos satelitales

Se adquirió una imagen Sentinel-2 adquirida el 25-01-2017 en coordenadas UTM (zona 14 N, datum WGS84) con una resolución radiométrica de 4 bandas espectrales que cubren el azul (450-520 nm), verde (540-570 nm), rojo (650-680 nm) y NIR1 (780-900 nm) con un tamaño de píxel de 10 m (ESA, 2016).

La imagen fue corregida radiométrica y atmosféricamente mediante el método propuesto por Chávez (1988). Se utilizó el algoritmo batimétrico independiente del albedo desarrollado por Stumpf y Holderied (2003) como aproximación a la corrección de la columna de agua. Para definir los sitios de muestreo se usaron las bandas Azul (0.45 – 0.51 µm), Verde (0.51 – 0.58 µm), Rojo (0.63-0.69 µm), e infrarrojo cercano (0.77 – 0.90 µm) para obtener una clasificación no supervisada (método Isodata) del fondo de la escena corregida espectralmente. A partir de esta clasificación se estableció un diseño de muestreo espacialmente estratificado, definiendo 36 sitios (Figura 1). Esta estrategia que ha sido implementada exitosamente en estudios similares para mejorar la selección de sitios de muestreo y capturar la variabilidad local (Bello-Pineda *et al*. 2015; Palafox-Juárez y Liceaga-Correa, 2017).

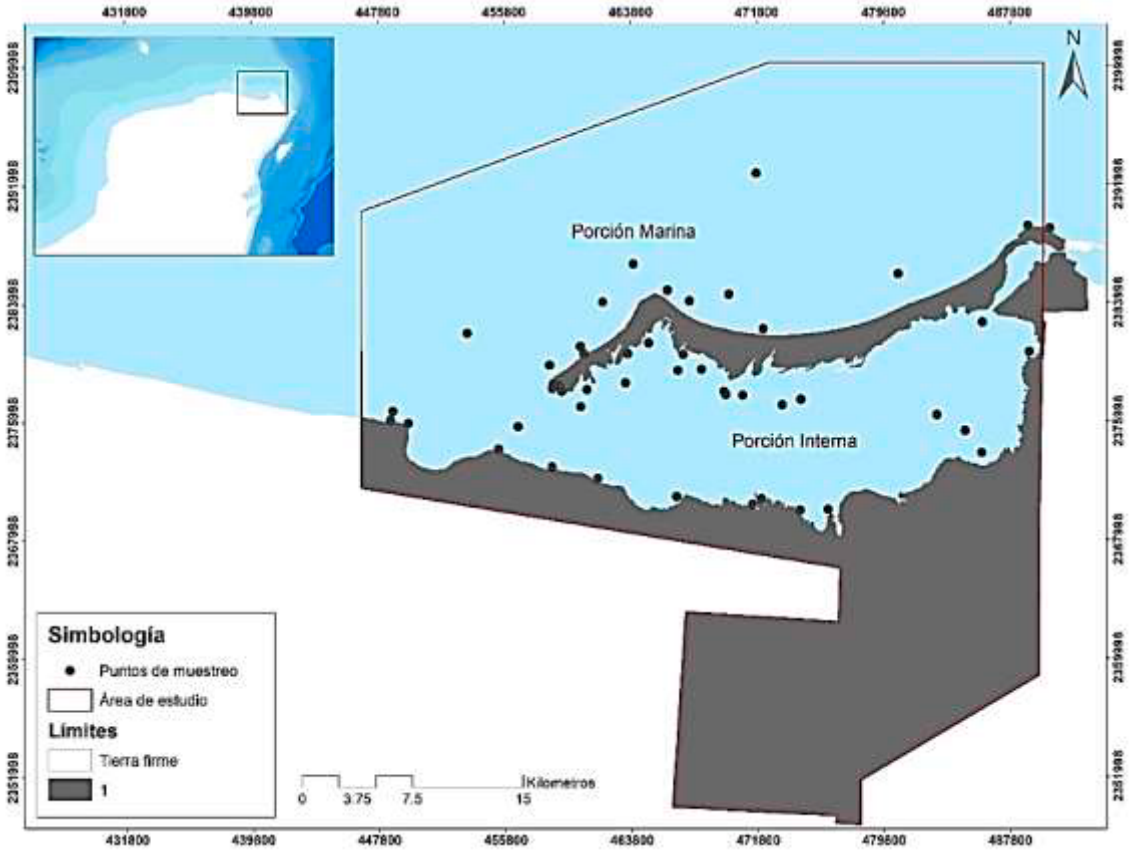

Figura 1. Localización del área de estudio, delimitación del APFFYB y puntos de muestreo para la caracterización de los paisajes y almacenes de carbono en pastos.

Metodología para la delimitación de paisajes de pastos marinos

A partir del trabajo de campo realizado entre febrero y mayo de 2017 mediante buceo libre o autónomo (dependiendo de la profundidad), se distribuyeron aleatoriamente 4 cuadrantes de 0.25 m^2 en cada sitio de muestreo por el método modificado de Braun-Blanquet (Fourqurean *et al*. 2001). Se registró "in situ" y con fotografías el sustrato dominante y la cobertura bentónica de pastos marinos acuerdo a la escala de Hill y Wikinson (2004) y se agrupó en 3 tipos de paisajes; Coberturas bajas (<30%), Coberturas medias (30-70%) y Coberturas altas (>70%). Estas categorías fueron utilizadas para entrenar de manera supervisada a las imágenes de satélite mediante el método de Máxima Verosimilitud en el programa Envi 5, y obtener los tres tipos de paisaje de pastos marinos. Esta estrategia, ha sido usada para la construcción de mapas del paisaje (Bello-Pineda *et al*. 2015; Palafox-Juárez y Liceaga-Correa, 2017). La verificación de los errores de la clasificación fue evaluada a partir del índice de Kappa (Lillesand *et al*. 2008).

Metodología para la caracterización de los paisajes de pastos marinos

Para caracterizar bilógicamente a los tipos de paisaje determinados, se colectaron 30 muestras de biomasa aérea y subterránea (enterrada) de pastos marinos mediante el método de cosecha en pie ("standing crop") propuesto por Milner y Hughes (1968), utilizando un nucleador de PVC tipo Curer (CARICOMP, 2001) de 15 cm de diámetro. En laboratorio se analizaron características morfométricas como la biomasa aérea (Ba) y subterránea (Bs) en g de peso seco por m^2, Índice de área foliar (IAF), la densidad de haces (haz m^2) y la altura promedio del dosel (cm). En cada estación se tomaron variables ambientales de la columna de agua relacionadas con determinaron "in situ" la profundidad (m) con un profundímetro (HONDEX PS-7), la temperatura (°C), salinidad (UPS), y oxígeno disuelto (mg l^{-1}) fueron medidos con una sonda multiparamétrica YSI Professional Plus. La transparencia del agua se obtuvo con ayuda de un disco de Secchi. Adicionalmente, se obtuvieron 27 muestras de sedimento mediante un nucleador de PVC de 60 cm de largo y 3 cm de diámetro y se congeló para su posterior análisis en laboratorio.

Metodología para la estimación de los almacenes de carbono aéreo en paisajes de pastos marinos

A partir del análisis de 30 muestras de biomasa de pastos marinos, se estimó el contenido de carbono orgánico en biomasa (carbono vivo) de manera indirecta de acuerdo con las recomendaciones de Duarte (1990), y extrapolados a Mg C ha^{-1}. Por otra parte, los núcleos de sedimento se cortaron transversalmente en porciones de 5 cm, y se secaron al horno a 70 °C por 72 h (Howard *et al*. 2014). Para evaluar la influencia de la fronda de cada paisaje de pastos marinos sobre la calidad de los sedimentos, se determinó la densidad aparente (DA) a partir de los pesos secos y el porcentaje de materia orgánica (MO) por el método del porcentaje de peso perdido por ignición%LOI (Dean, 1974; Bengtsson y Enell, 1986).

Resultados y Discusión

El análisis espectral sobre la imagen satelital estima una extensión de fondos cubiertos por pastos marinos de 20 220.74 ha correspondientes al 13.2% de la superficie total de la reserva. Esta extensión espacialmente se configura en tres paisajes (Figura 2); arenas (AR), pastos marinos sobre fondo rocoso-arenoso (PBR), pastos marinos sobre fondo arenoso (PMA) y pastos marinos sobre fondo arenoso (PAA). La precisión final del mapa fue de 81% de acuerdo con el índice de Kappa. El paisaje de pastos marinos en Yum Balam mostró una configuración típica de sistemas hidrodinámicos cerrados, con bajas coberturas en las porciones expuestas y mayor sobre zonas protegidas o más internas (Bradley y Stolt, 2006; Koch, 2007). Las praderas se conformaron por parches mixtos de *Syrigidium filiforme* y *Halodule wrigthii* pero siempre con dominancia de *Thalassia testudinum* y con parches más extendidos en la porción interna*;* son pocos los estudios que se han realizado sobre pastos marinos en esta reserva (May-Kú *et al*., 2010), y nulos evaluando su extensión.

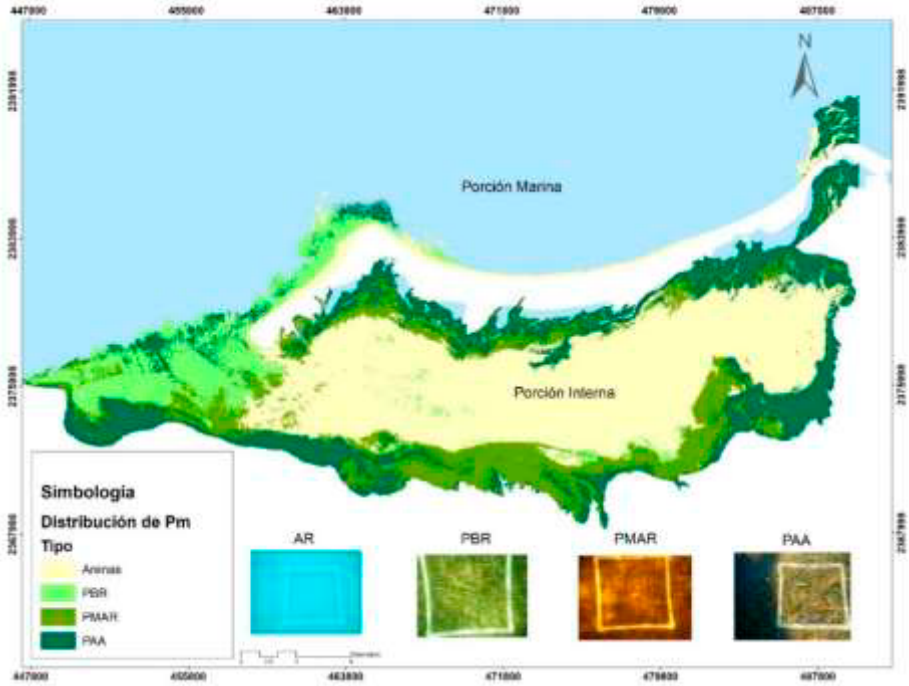

Figura 2. Distribución de los paisajes de pastos marinos en APFFYB.

Las zonas cubiertas por pasto marinos se distribuyen tanto en la porción marina con un promedio de 2.30 ± 2.1 m y como en zonas más someras (0.8 ± 1.5 m) localizadas hacia los bordes de Isla Holbox y la parte continental (Cuadro 1). Valores altos de salinidad (44.2 ± 5.4 UPS) y temperatura (29.5 ± 2.1 °C) son reflejo de las condiciones geomorfológicas de la laguna; factores que pueden contribuir en la forma en que los paisajes de pastos marinos se distribuyen en la reserva, adicionalmente aportes de origen continental como manglares, aguas subterráneas, oleaje, corrientes y niveles de marea son igualmente importantes en la zona por la dinámica que ocasionan en la columna de agua.

Cuadro 1. Valores promedio y DS de las variables ambientales sobre la zona marina y lagunar con presencia de pastos marinos.

Tipos de cobertura	Temperatura (°C)	Salinidad (UPS)	Concentración de oxígeno (mg l^{-1})	Transparencia (%)	Profundidad (m)
Zona Marina	29.3 ± 2.6	36.5 ± 2.1	5.8 ± 1.5	85 ± 15	2.3±2.1
Zona Lagunar	29.6 ± 1.9	44.2 ± 4.8	6.2 ± 1.9	70.9 ± 26	0.8±1.5
Global	29.5 ± 2.1	41.5 ± 5.4	6.1 ± 1.7	77 ± 24.1	1.3 ± 1.5

Paisajes PAA de la zona interna dominados por *T. testudinum* representan las praderas de mayor estructura; tanto foliar (1014.7± 821.8 g m^2) como rizoidal (522.5 ± 343.7 g m^2). los sedimentos debajo de estos paisajes son medianamente compactados (0.65 ± g cm^3) y con la mayor concentración de MO (9.6 ± 4.3%). Las praderas con la menor estructura (foliar y rizoidal 290.2 ± 276.1 g m^2) se distribuyen sobre la porción marina de la reserva y hacia la boca de la laguna Yalahau sobre un fondo rocoso-arenoso. Se han reconocido diversos factores abióticos que definen y modulan la presencia y estructura de los paisajes de pastos marinos, siendo los más importantes los procesos fisicoquímicos, la hidrodinámica, tipo de sustrato, profundidad y la luz (Robbins and Bell, 2000). Las elevadas tasas de evaporación por la baja circulación del agua hacia la zona más interna de la laguna reflejan un gradiente desde condiciones hiperhalinas (48 ± 2 UPS) a condiciones mixoeuhalinas (36 ± 2.1 UPS) hacia la boca de comunicación mar-laguna influyendo en el desarrollo de praderas de *Thalassia testudinum* (Tran *et al*., 2008; Aguilar-Salazar *et al*., 2003). En este sentido, la profundidad y salinidad en el área de estudio mostraron una

relación positiva (R^2 0.84) con la superficie foliar de hojas de *T. testudinum* y con el tejido rizoidal (R^2: 0.45) respectivamente (Figura 3a y b).

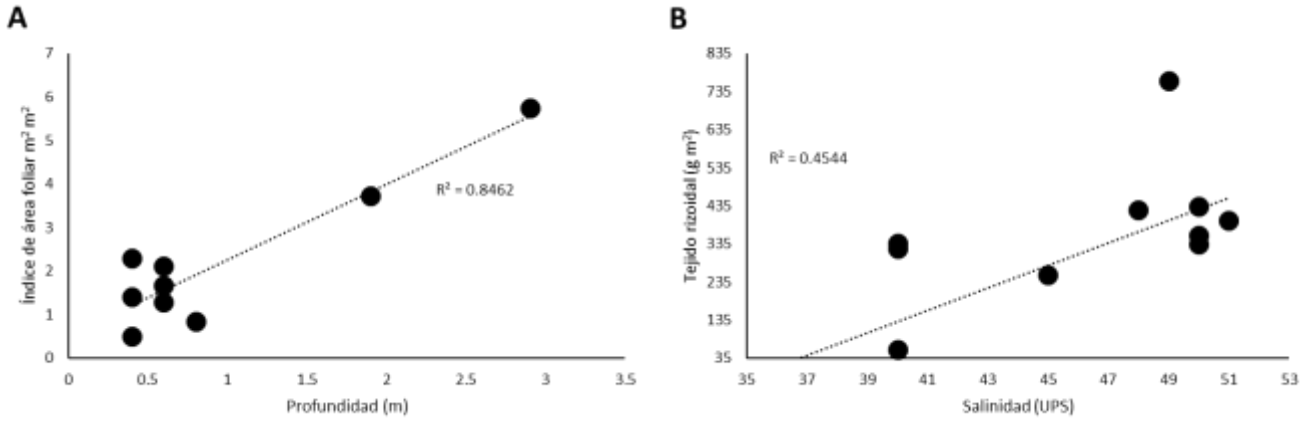

Figura 3. Relación entre el IAF (a) y la presencia de tejido rizoidal (b) de pastos marinos con la profundidad y salinidad en el APFFYB.

Cuadro 2. Valores promedio y DS de características morfométricas y del sedimento en paisajes de pastos marinos.

Paisajes	Superficie (ha)	DAS (g/cm^3)	MO (%)	Densidad (haz/m^2)	IAF	Raíces (g/m^2)	Rizomas (g/m^2)	Total (g/m^2)
PAA	9226.1	0.65 ± 0.29	9.6±4.3	429.2±208.5	02.18±1.4	118.3± 147.7	337.1±196	1570.2± 1252
PMA	6604.2	0.63 ± 0.15	7.5±4.4	174±18.7	0.5±0.15	29.1± 23.7	39.1±48.4	222.7± 80.2
PBR	4390.3	1.25 ± 0.58	8.5±4.3	274.4±196.1	0.87±0.45	6.9± 1.4	14.4±6.8	290.2± 276.1
Total	20220.6	0.68 ± 0.31						1883.1± 1608.3

Estos resultados sugieren una zonación importante en el carbono aéreo considerando el tipo de paisaje, por lo que se esperaría que también la capacidad para retener carbono orgánico en los sedimentos (Cuadro 3). Paisajes PAA retienen un alto porcentaje de MO, lo que podría inferir una mayor retención de carbono orgánico en los sedimentos (3.59 ± 1.5 Corg) de la porción más interna y protegido de Isla grande, donde el tejido rizoidal es considerablemente mayor. Altas tasas de renovación de la materia vegetal con bajas tasas de descomposición de la materia orgánica dan como resultado mayor acumulación de carbono en los sedimentos (Hendriks *et al*., 2008; Kennedy *et al*., 2010). Finalmente, considerando la extensión de paisajes de pastos marinos determinados en este estudio, significan la retención parcial de 11, 764.5 Mg C (toneladas de carbono) en forma de biomasa. Estos resultados refuerzan la importancia de los pastos marinos en el APFFYB por la variedad de servicios ambientales que provee y las reservas de carbono que mitigan.

El declive de pastos marinos cada vez más recurrente y suele ser atribuido a variaciones climáticas y al aporte antropogénico de nutrientes y desarrollo costero (Waycott *et al*., 2009). Eventos climáticos como "suradas" o Nortes" pueden ocasionar procesos de turbación en zonas someras y perdida de pastos marinos (Liceaga-Correa *et al*, 2010), de igual manera, la presencia de embarcaciones puede tener un efecto deletéreo sobre el tejido vivo de pastos marinos por acción de las propelas y repercutir igualmente en la pérdida del carbono retenido (Mendoza-Martínez, 2017) en sedimentos, y la fragmentación del hábitat que ha sido reconocida como una de las principales amenazas para este tipo de ecosistemas (Dale y Pearson, 1997; Noss, 2000). El equilibrio entre las características del sustrato y la hidrodinámica del sitio determinan en gran medida la permanencia o desarrollo de praderas de pastos marinos, y por lo tanto

de procesos de emisión de CO_2, los pastos de Yumbalam considerando su extensión y biomasa evitan la liberación de hasta 43, 175.71 Toneladas de CO_{2eq} estimadas.

Cuadro 3. Valores promedio de los almacenes de carbono vivo, materia orgánica (MO), carbono orgánico (C_{Org}) y stock de carbono asociado a tres paisajes de pastos marinos.

Tipos de cobertura	Carbono vivo (DS) (Mg C ha^{-1})	MO (DS) (%)	Carbono orgánico (DS) (%)	Stock de carbono vivo (DS) (Mg C)
Alta	0.86 ± 0.04	9.6±4.3	3.59 ± 1.5	7934.4 ± 369
Media	0.44 ± 0.03	7.5±4.4	2.79 ±1.5	2908.2 ± 198.3
Baja	0.21 ± 0.03	8.5±5.2	3.19 ± 1.8	921.9 ± 131.7
Total	1.51 ± 0.1	8.9 ± 4.3	3.19 ± 1.6	11 764.5 ± 699

*C_{Org} Calculado a partir de: -0.21 + 0.40 *(MO% LOI) propuesto por Fourqurean *et al*. 2012. DS: Desviación estándar.

Conclusiones

La evaluación de los almacenes de carbono en PM es una tarea que contribuye a delinear estrategias de manejo, a conocer sus amenazas y proponer medidas enfocadas a la conservación de este ecosistema. Además, es importante dentro del contexto del cambio climático, el contribuir con información sobre los almacenes (datos de actividad) y superficies (coberturas) que sirva de base para el desarrollo de estrategias orientadas a la mitigación de sus efectos. De igual manera, evaluaciones como las del presente estudio permiten conocer la importancia de los factores geomorfológicos sobre los almacenes de carbono azul, característica de relevancia para la Península de Yucatán donde alrededor de 8 lagunas costeras presentan registros probados de pastos marinos.

Literatura citada

Aguilar Salazar, F., Iturbe, G., Granados, S., Aguilar, M., y Paz, F. (2003). Batimetría, variables hidrológicas, vegetación acuática sumergida y peces de la Laguna de Yalahau, Quintana Roo, México (No. Q/551.4609 B3).

Arellano-Méndez LU., Bello-Pineda J., Aké-Castillo JA., Pérez-España H., y Martinez-Cardenas L. (2016). Distribución espacial y estructura morfométrica de las praderas de Thalassia testudinum (Hydrocharitaceae) en dos arrecifes del Parque Nacional Sistema Arrecifal Veracruzano, México. Revista de Biología Tropical 64. 427–449p.

Bello Pineda J., y Liceaga-Correa MA. (1998). Propuesta de un Sistema de Clasificación de Tipos de Fondo para el Parque Nacional Arrecife Alacranes Compatible con una Imagen Landsat TM. 191-205p.

Björk M., Short F., Mcleod, E. y Beer, S. (2008). Managing Seagrasses for Resilience to Climate Change. IUCN, Gland, Switzerland. pp. 56.

Bradley, M. P., and Stolt, M. H. (2006). Landscape-level seagrass–sediment relations in a coastal lagoon. Aquatic botany, 84(2), 121-128.

Brown, C. J., Todd, B. J., Kostylev, V. E. y R. A. Pickrill. (2011). Image-Based classification of multibeam sonar backscatter data for objective surficial sediment mapping of Georges Bank, Canada. Continental Shelf Research, 31: 110 - 119.

Campbell, J. E., Lacey, E. A., Decker, R. A., Crooks, S., and Fourqurean, J. W. (2015). Carbon storage in seagrass beds of Abu Dhabi, United Arab Emirates. Estuaries and coasts, 38(1), 242-251.

CARICOMP. (2001). CARICOMP Methods Manual - Level I: Manual of methods for mapping and monitoring of physical and biological parameters in the coastal zone of the Caribbean (pp. 91 pp). Mona, Kingston, Jamaica: CARICOMP Management Center, University of the West Indies, Mona, Kingston, Jamaica y Florida Institute of Oceanography, University of South Florida, St. Petersburg Florida, U.S.A.

Chavez Jr PS. (1988). An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. Remote sensing of environment 24. 459–479p.

Clarke KR., y Warwick RM. (2001). A further biodiversity index applicable to species lists: variation in taxonomic distinctness. Marine ecology progress series 216. 265–278p.

Cota Lucero, T. 2017. Secuestro histórico de carbono en sedimentos asociados a praderas de Zostera marina dentro del complejo lagunar Bahía Magdalena-Almejas. Tesis de Maestría.

Cota-Lucero, T. C., Mendoza-Martínez, J. E., y Herrera-Silveira, J. A. (2019). Almacenes de carbono en Pastos marinos de la Reserva de la Biosfera "Los Petenes", México. En Paz, F., A. Velázquez y M. Rojo (Editores). 2019. Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2019. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Centro Nayarita de Innovación y Transferencia de Tecnología, Universidad Autónoma de Nayarit, Consejo de Ciencia y Tecnología del Estado de Nayarit y Stanford University-México Economía Limpia 2050-USAID. Texcoco, Estado de México, México. ISBN en trámite. 544 p.

Dale, V.H., y Pearson, S.M. (1997). change in Amazonia. En W. F. Laurance, and R. O. Bierregaard (Eds), Tropical forest remnants: ecology, management and conservation of fragmented communities (pp. 400-410). Illinois, USA: University of Chicago Press.

Duarte, C.M. (1990). Seagrass nutrient content. Marine ecology progress series. Oldendorf, 6, 201–207.

Enríquez, S., y Pantoja-Reyes, N. I. (2005). Form-function analysis of the effect of canopy morphology on leaf self-shading in the seagrass Thalassia testudinum. Oecologia, 145(2), 234-242.

Fonseca, M. S., y Bell, S. S. (1998). Influence of physical setting on seagrass landscapes near Beaufort, North Carolina, USA. Marine Ecology Progress Series, 171, 109-121

Fourqurean JW., Willsie A., Rose CD., and Rutten LM. 2001. Spatial and temporal pattern in seagrass community composition and productivity in south Florida. Marine Biology 138. 341–354p.

González-Correa, J. M., Sempere, J. T. B., Sánchez-Jerez, P., and Valle, C. (2007). Posidonia oceanica meadows are not declining globally. Analysis of population dynamics in marine protected areas of the Mediterranean Sea. Marine Ecology Progress Series, 336, 111-119.

Herrera-Silveira, J., Morales-Ojeda, S., y Ramírez-Ramírez, J. (2010*a*). Capítulo 4. Especies. Plantas marinas. En Durán-García, R., y Méndez-González, M. (Eds.). 2010. *Biodiversidad y Desarrollo Humano en Yucatán*. CICY, PPD-FMAM, Conabio, Seduma. Mérida, Yuc. 496 pp.

Hill J., y Wilkinson C. (2004). Methods for Ecological Monitoring of Coral Reefs. Townsville: Australian Institute of Marine Science, Townsville, Australia. 117pp.

Howard, J., Hoyt, S., Isensee, K., Pidgeon, E., Telszewski, M. (eds.) (2014). Coastal Blue Carbon: Methods for assessing carbon stocks and emissions factors in mangroves, tidal salt marshes, and seagrass meadows. Conservation International, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, International Union for Conservation of Nature. Arlington, Virginia, USA.

Humann, P., (1993). Reef Coral IdentiŽ cation - Florida Caribbean Bahamas, (ed. N. Deloach). New World Publications, Inc., Paramount Miller Graphics, Inc., Jacksonville, Florida.

Kantún Manzano, C. y Herrera-Silveira, J.A. 2014. Influencia de las descargas de agua subterránea en los almacenes de carbono azul en dos praderas de pastos marinos en Yucatán. En: Paz, F., J. Wong. (editores). 2015. Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2014. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Centro de Investigación y Estudios Avanzados del Instituto Politécnico Nacional, Unidad Mérida y el Centro de Investigación y Asistencia en Tecnología y Diseño del Estado de Jalisco. Texcoco, Estado de México, México. ISBN: 978-607-96490-2-9. 642 p.

Kantún-Manzano, C. A., Herrera-Silveira, J. A., and Arcega-Cabrera, F. (2018). Influence of Coastal Submarine Groundwater Discharges on Seagrass Communities in a Subtropical Karstic Environment. Bulletin of environmental contamination and toxicology, 1-8.

Koch, E. W., Ackerman, J. D., Verduin, J., and van Keulen, M. (2007). Fluid dynamics in seagrass ecology—from molecules to ecosystems. In Seagrasses: biology, ecologyand conservation (pp. 193-225). Springer, Dordrecht.

Larkum, A. W. D., Orth, R. J. y Duarte, C. M. (Eds.) (2006*b*). Seagrass: biology, ecology and conservation. Springer, Dordrecht, The Netherlands, pp. 691.

Liceaga-Correa, M. A., Arellano-Méndez, L. U., y Hernández-Núñez, H. (2010). Efectos de los huracanes y cambio climático sobre el Caribe mexicano: Adaptabilidad de los pastos marinos. En A. V. Botello, S. Villanueva-Fragoso, J. Gutiérrez, y J. L. Rojas-Galaviz (Eds.), Vulnerabilidad de las zonas costeras mexicanas ante el cambio climático (pp. 211-228). México: Semarnat-INE, UNAM-ICMyL, Universidad Autónoma de Campeche.

Lillesand TM., Kiefer RW., y Chipman JW. (2008). Remote sensing and image interpretation. USA. Wiley. 756pp.

Luisetti, T., Jackson, E.L., and Turner, R.K. (2013). Valuing the European 'coastal blue carbon' storage benefit. Mar. Pollut. Bull. 71, pp. 101–106.

May-Kú, M. A., Ardisson, P. L., and Ordóñez-López, U. (2010). Morphological variation of Thalassia testudinum in two shallow coastal environments from the southeastern Gulf of Mexico. Botanica Marina, 53(5), 449-455.

Mcleod E, Chmura GL, Bouillon S, Salm R, Bjork M *et al*. (2011) A blueprint for blue carbon: toward an improvement understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO2. Front Ecol Environ 9: 552–560. doi:10.1890/110004.

Mendoza-Martinez J.E., Herrera-Silveira J.A., Morales-Ojeda S.M., Ramírez-Ramírez J. (2019). Almacenes de carbono en biomasa de pastos marinos de una laguna arrecifal y su relación con variables ambientales. En: Paz, F., A. Velázquez y M. Rojo (Editores). 2019. Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2019. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Centro Nayarita de Innovación y Transferencia de Tecnología, Universidad Autónoma de Nayarit, Consejo de Ciencia y Tecnología del Estado de Nayarit y Stanford University-México Economía Limpia 2050-USAID. Texcoco, Estado de México, México. ISBN en trámite. 544 p.

Milner, C. and Hughes, R. E. (1968). Methods for the measurement of the primarv production of grassland. IBP Handbook, No. 6, Oxford, Blackwell Scientific Publications

Montefalcone, M., Rovere, A., Parravicini, V., Albertelli, G., Morri, C., and Bianchi, C. N. (2014). Reprint of "Evaluating change in seagrass meadows: A time-framed comparison of Side Scan Sonar maps". Aquatic Botany, 115, 36-44.

Nellemann, C., Corcoran, E., Duarte, C.M., Valdes, L., De Young, C., Fonseca, L., Grimsditch, G. (2009). Blue Carbon: A Rapid Response Assessment. United Nations Environmental Program, GRID-Arendal. <www.grida.no>.

Noss, R. (2000). High-risk ecosystems as foci for considering biodiversity and ecological integrity in ecological risk assessments. Environmental Science & Policy, 3, 321-332.

Palafox-Juárez, E. B., and de los Ángeles Liceaga-Correa, M. (2017). Spatial diversity of a coastal seascape: Characterization, analysis and application for conservation. Ocean & coastal management, 136, 185-195.

Riosmena Rodríguez, R., J.M. López Vivas, M.M. Lara Uc y J.M. López Calderón. (2014). Invasión de plantas marinas exóticas en el Pacífico Mexicano: Amenaza para el ambiente y la economía. Bioma 16: 54-65.

Robbins, B. D., and Bell, S. S. (2000). Dynamics of a subtidal seagrass landscape: seasonal and annual change in relation to water depth. Ecology, 81(5), 1193-1205.

Serrano O, Lavery P, Masque P, Inostroza K, Bongiovanni J, Duarte C. (2016). Seagrass sediments reveal the long-term deterioration of an estuarine ecosystem. Glob Change Biol 22:1523–31.

Stehman, S. V. (2013). Estimating area from an accuracy assessment error matrix. Remote Sensing of Environment, 132, 202-211.

Stumpf RP., Holderied K., and Sinclair M. (2003). Determination of water depth with high-resolution satellite imagery over variable bottom types. Limnology and Oceanography 48. 547–556pp.

Thorhaug, A., Poulos, H. M., López-Portillo, J., Ku, T. C., and Berlyn, G. P. (2017). Seagrass blue carbon dynamics in the Gulf of Mexico: Stocks, losses from anthropogenic disturbance, and gains through seagrass restoration. Science of The Total Environment, 605, 626-636.

Waycott, M., Duarte, C. M., Carruthers, T. J., Orth, R. J., Dennison, W. C., Olyarnik, S and Kendrick, G. A. (2009). Accelerating loss of seagrasses across the globe threatens coastal ecosystems. Proceedings of the national academy of sciences, 106(30), 12377-12381.

Zieman, J.C., Wetzel, E.G., (1980). Productivity in seagrasses: methods and rates. In: Phillips, R.C., McRoy, C.P.(Eds.), Handbook of Seagrass Biology. Garland STPM Press, New York, pp. 87–116.

4.5. Concentración de carbono orgánico en sedimentos de manglar de una laguna antropizada

Corona-Caro Esteban E.[1]; Ruiz-Fernández Ana C.[2]; Sánchez-Cabeza Joan A.[2] y Pérez-Bernal Libia H.[2]

[1]Licenciatura en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria S/N, 04510 Coyoacán, CDMX, México.
[2]Unidad Académica Mazatlán, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, 82000 Mazatlán, Sin. México.
Autor para correspondencia: estcor@ciencias.unam.mx

Resumen

Los ecosistemas de manglar se caracterizan por su sobresaliente capacidad de producir carbono orgánico (C_{org}) mediante la captura del bióxido de carbono (CO_2) y de preservarlo durante largo tiempo enterrado en sedimentos. Sin embargo, la perturbación de los sedimentos lleva a la emisión de CO_2 producto de la oxidación del C_{org} almacenado. Se presentan los resultados preliminares del estudio de las concentraciones de C_{org} y de caracterización de sedimentos (densidad seca, susceptibilidad magnética, distribución de tamaño de grano y proporción C/N) de un núcleo sedimentario recolectado en una zona de manglar en la laguna costera Estero de Urías, Mazatlán (EU-XI), que tiene el propósito ulterior de evaluar la variación temporal reciente (~100 años) de las tasas de enterramiento e inventarios de C_{org}. Los sedimentos del núcleo EU-XI fueron predominantemente limosos (32-59% de limos) con altos contenidos de C_{org} (5.08-12.21%); la materia orgánica contenida en los sedimentos es mayoritariamente autóctona dada su proporción C/N (25-44). Las concentraciones de C_{org} observadas fueron comparables con otras áreas de manglar en la laguna Estero de Urías y en el mundo.

Palabras clave: *núcleo sedimentario; laguna Estero de Urías; tamaño de grano; susceptibilidad magnética; proporción C/N.*

Abstract

Mangrove ecosystems are characterized by its outstanding capacity to produce organic carbon (C_{org}) through carbon dioxide (CO_2) capture, and to preserve it buried in sediments for long periods of time. However, the disturbance of sediments promotes CO_2 emissions through oxidation of C_{org} stored. This contribution presents the preliminary results obtained from the study of C_{org} concentrations and sediment characterization (dry bulk density, magnetic susceptibility, grain size distribution and C/N ratio) of a sediment core collected from a mangrove area in Estero de Urias coastal lagoon at Mazatlán (EU-XI), which has the ulterior purpose of evaluating the recent temporal changes (~100 years) of C_{org} burial rates and stocks. EU-XI core sediments were predominantly silty (32-59% silt) with high C_{org} content (5.08-12.21%); The organic matter contained in the sediments is mainly autochthonous given its C/N ratio (25-44). The observed C_{org} concentrations were comparable with other mangrove areas in the Estero de Urias lagoon and other mangrove areas across the world.

Key words: *sediment core; Estero de Urias coastal lagoon; grain size, magnetic susceptibility; C/N ratio.*

Introducción

Los manglares, pastos marinos y marismas, también conocidos como ecosistemas de carbono azul, juegan un papel importante en el ciclo global del carbono (Spivack *et al.*, 2019) debido a su significativa

contribución en el secuestro de carbono orgánico (C_{org}) (Nellemann, *et al*., 2009). Estos ecosistemas se caracterizan por su sobresaliente capacidad de producir C_{org} en exceso a partir de la captura del CO_2 atmosférico y de almacenarlo durante milenios al preservarlo enterrado en sedimentos (Duarte, *et al*., 2013). La importancia de conocer la capacidad de preservación de C_{org} de los ecosistemas de carbono azul radica en que su degradación lleva a la emisión de CO_2 a la atmósfera producto de la oxidación del C_{org} almacenado en los sedimentos (Pendleton, *et al.*, 2012).

Los manglares son un grupo de plantas arbóreas que se encuentran en la zona intermareal de costas tropicales y subtropicales que están adaptadas para vivir en ambientes salinos (Global Mangrove Alliance, 2020). Características como un complejo sistema de raíces, sus altas tasas de sedimentación y sus suelos anóxicos hacen de estos ecosistemas importantes sumideros de C_{org}, que de ser degradados tienen el potencial de emitir ~7.0 Tg CO_{2eq} $año^{-1}$ globalmente (Atwood, *et al*., 2017).

La preservación del C_{org} almacenado en sedimentos a través de la conservación y restauración de los ecosistemas de carbono azul representa una estrategia de bajo costo para la mitigación del cambio climático (Duarte, *et al.*, 2013). Por ende, la reducción de la incertidumbre del valor del carbono azul a través de la cuantificación de la capacidad de almacenamiento y secuestro de C_{org}, así como las emisiones potenciales asociadas a la degradación de los ecosistemas es vital para su incorporación en las políticas de manejo y gestión del carbono a nivel global (Macreadie, *et al.*, 2019).

En este trabajo se presentan los avances en la caracterización sedimentológica y determinación de las concentraciones de C_{org} en un núcleo sedimentario, que servirán para estimar los inventarios y las tasas de enterramiento de C_{org} en una zona de manglar de la laguna Estero de Urías con el fin de contribuir al conocimiento de la capacidad de las áreas de manglar de este sitio como sumideros de carbono azul.

Materiales y Métodos

Área de estudio

La laguna costera Estero de Urías se encuentra al sureste del Golfo de California, al sur de la ciudad de Mazatlán, Sinaloa, entre 23º10’36” - 23º13’00” latitud norte y 106º20’00” - 106º25’35” longitud oeste (Figura 1). Es un sistema lagunar somero (~12 m de profundidad máxima) y angosto (< 1 km de ancho) con una longitud de ~17 km, que presenta una barrera de plataforma interna (~18 km^2 de área), cuya orientación es paralela a la línea de costa (Ruiz-Fernández, *et al.,* 2018). El intercambio continuo de agua de mar y la escorrentía estacional generan un gradiente de salinidad en el sistema que varía entre 25.8 y 38.4 ‰ (Cardoso-Mohedano *et al.,* 2015). El clima de la región es cálido y húmedo, con una temperatura media anual que se encuentra entre los 20.7 y los 39.9 ºC (SMN, 2019) y una precipitación media anual de 879 mm (INEGI, 2017). El área superior de la laguna está rodeada por bosque de manglar que tiene una zonificación determinada por inundación debida a la marea y está colonizada por las especies *Rhizophora mangle* (mangle rojo), *Laguncularia racemosa* (mangle blanco) y *Avicennia germinans* (mangle negro) (Ruiz-Fernández, *et al.,* 2018). La laguna está sometida a diversos impactos antropogénicos, tales como la contaminación por descargas urbanas e industriales, el daño provocado por la acuacultura y la tala de manglares asociada al desarrollo urbano (Cuellar-Martinez*, et al.,* 2020).

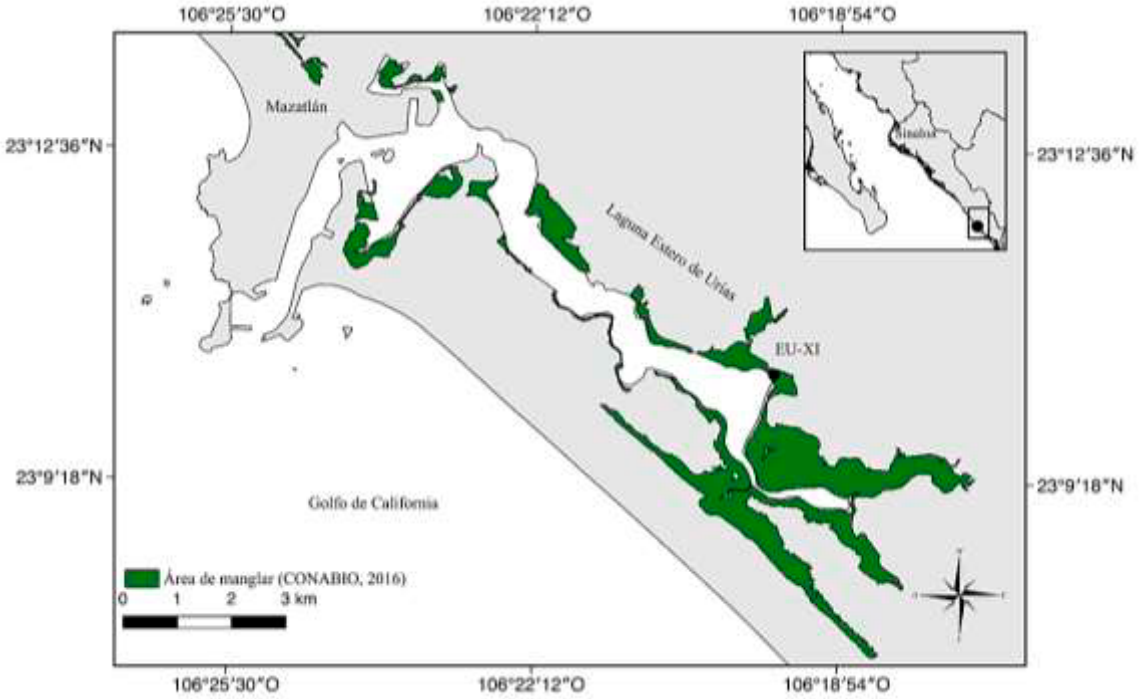

Figura 1. Localización del sitio de muestreo en la Laguna Estero de Urías, Mazatlán.

Metodología

Se recolectó un núcleo sedimentario (EU-XI) manualmente con un tubo de acrílico de 1m de largo y 8.6 cm de diámetro en la laguna Estero de Urías (23º10'22.9" N y 106º19'36.2" O); con longitud de 57 cm (Figura 1). El núcleo se extrudió y se cortó en secciones de 1 cm de espesor. Se determinó el peso húmedo, se congeló, se liofilizó (liofilizadora Labconco modelo 7754042) y se registró el peso seco de cada muestra. Las muestras secas se molieron con morteros de porcelana, excepto por la fracción destinada al análisis de tamaño de grano.

Se determinaron las concentraciones de C_{org} mediante el uso de un analizador elemental Vario Micro Cube de Elementar (Cuellar-Martinez, *et al.*, 2019) y las características de los sedimentos mediante i) la densidad de cada uno de las secciones (Sánchez-Cabeza y Ruiz-Fernández, 2012); ii) la susceptibilidad magnética con un medidor Bartington-MS2 acoplado a un sensor de frecuencia simple MSG2 (Cuellar-Martínez *et al.,* 2017); iii) la distribución de tamaño de grano a través del método de difracción de rayos láser con un equipo Malvern Mastersizer 2000E (Ruiz-Fernández, *et al.*, 2014); y iv) la proporción de C/N mediante un analizador elemental Vario Micro Cube de Elementar (López-Mendoza *et al.,* 2020) para comprender los cambios en el ambiente de depósito y procedencia de los sedimentos.

Resultados y Discusión

Caracterización de sedimentos

Los sedimentos del núcleo EU-XI presentaron valores de densidad (D) entre 0.29 y 0.78 gcm^{-3} y de susceptibilidad magnética (SM) entre 4.7 y 9.8 $x10^{-6}$ SI; su distribución de tamaño de grano mostró predominancia de limos (32-59%) y valores comparables de arcillas ~26% (20-38%) y arenas ~26% (11-47%) (Cuadro 1). Los valores de SM fueron casi homogéneos, en tanto que hacia la superficie del núcleo se observó la disminución de la densidad y un aumento en los porcentajes de limos (Figura 2).

Concentración de C_{org} y propoción C/N

Las concentraciones de C_{org} en el núcleo EU-XI variaron entre 5.08 y 12.21% (Cuadro 1). El perfil de las concentraciones de C_{org} mostró valores decrecientes del fondo hacia casi 20 cm de profundidad, pero valores más elevados en el segmento superficial (Figura 2). Sin embargo, no se obtuvo una correlación significativa entre el contenido de C_{org} con la profundidad ($r=0.31$; $p>0.05$), por tanto, el perfil observado no corresponde al perfil de decaimiento exponencial típico de la degradación de C_{org} (Berner, 1981). El intervalo de concentración de C_{org} en los sedimentos del núcleo fue comparable a los valores reportados en otras áreas de manglar de la laguna Estero de Urías (*i.e.* 1.17-16.21%; Jupin (2019) y 0.9-23.9%; Aldana-Gutiérrez (2020)), así como con otras áreas de manglar alrededor del mundo (*i.e.* 3.5-12.2%, Nigeria; Essien, *et al.* (2009) y 5-10%, Brasil; Pérez *et al*. (2018)).

La proporción C/N en el núcleo EU-XI se encontró dentro del intervalo entre 25 y 44 (Cuadro 1). Se observó un aumento en los valores de la proporción C/N hacia la superficie del núcleo (Figura 2).

Cuadro 1. Estadística básica de los datos geoquímicos del núcleo sedimentario EU-XI.

Estadístico	Densidad (g cm^{-3})	SM (1 $X10^{-6}$ SI)	Arcilla (%)	Limo (%)	Arena (%)	C_{org} (%)	C:N
N	57	30	30	30	30	30	30
Mín	0.29	4.7	20	32	11	5.08	25
Máx	0.78	9.8	38	59	47	12.21	44

N: Tamaño de muestra; Mín: mínimo; Máx: máximo; SM: susceptibilidad magnética; C_{org}: carbono orgánico; C:N: relación molar carbono -nitrógeno.

La predominancia de sedimentos de grano fino (limos y arcillas) en el perfil sedimentario del núcleo tuvo una relación significativa ($r=0.45$; $p<0.05$) con el contenido de C_{org}, y esto probablemente explica los valores más altos de C_{org} hacia la superficie, dado que las partículas finas tienden a retener de manera eficiente la materia orgánica, permitiendo su preservación en los sedimentos (Mayer*, et al.*, 1994). La proporción C/N puede ser usada como un indicativo de la procedencia del carbono enterrado en los sedimentos de manglar (Sasmito, *et al.,* 2020), basado en la relación molar C:N característica de las algas (<10) y las plantas vasculares (>20) (Lamb *et al*., 2006). Los valores de C/N en el área de estudio coincidieron con el intervalo reportado para bosques de manglar (24-78, Rao, *et al*. (1994), lo que sugiere que la materia orgánica acumulada en los sedimentos fue mayoritariamente de origen autóctono.

La disminución observada en los perfiles de C_{org} y C/N hacia la superficie del núcleo (Figura 2) puede ser atribuida a factores tales como la dilución de las concentraciones de C_{org} en los sedimentos por el aumento en las tasas de sedimentación, la reducción del suministro de C_{org} de origen alóctono o la reducción de la producción *in situ* de C_{org} debida a la degradación del ecosistema. El estudio posterior de otras variables, tales como las concentraciones de elementos indicadores de terrígenos (Al, Ti) o de procedencia marina (Na, Cl, Br) (Ruiz-Fernández *et al*., 2012) podrán ayudar a distinguir mejor las causas de estos cambios.

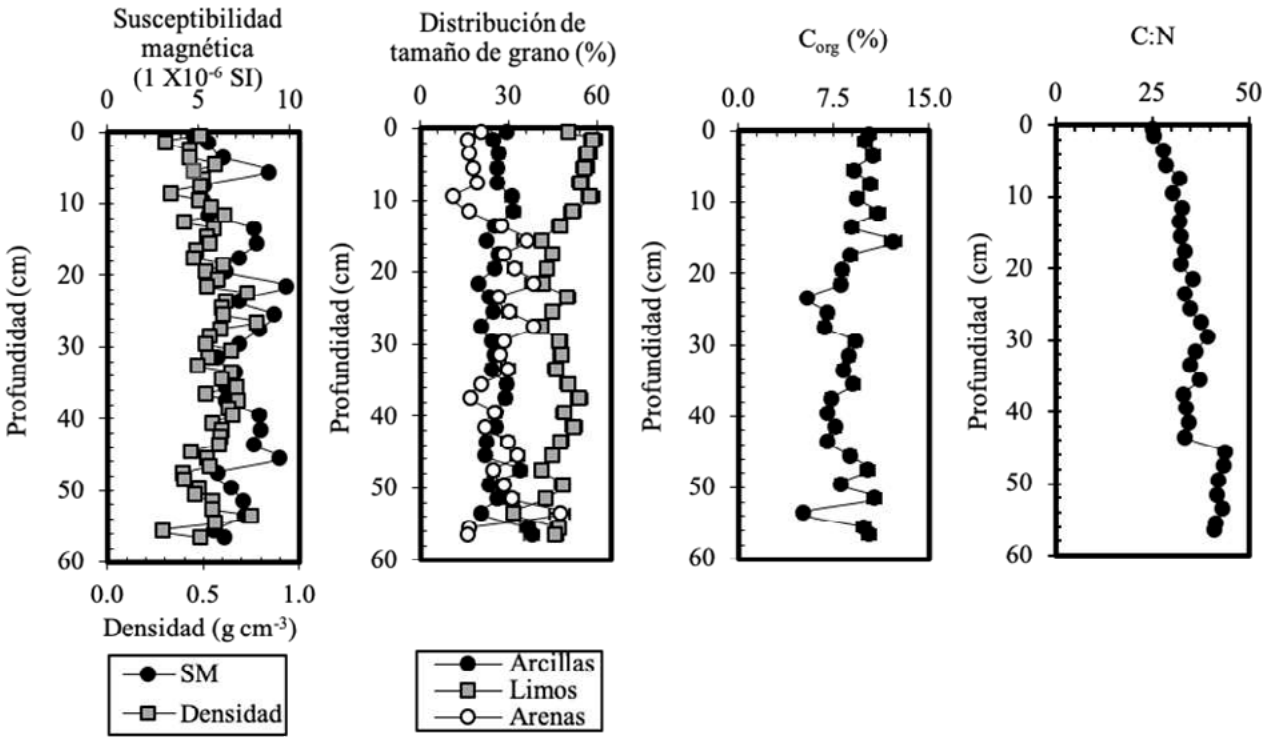

Figura 2. Perfiles de susceptibilidad magnética, densidad, distribución de tamaño de grano, C_{org} y proporción C/N del núcleo EU-XI.

Conclusiones

Se presentan resultados preliminares del análisis de concentración de C_{org} en sedimentos del núcleo EU-XI recolectado en una zona de manglar de la laguna costera Estero de Urías, en Mazatlán, Sinaloa; y las variaciones en las concentraciones se analizaron en función de las características de los sedimentos (densidad, susceptibilidad magnética, distribución de tamaño de grano, proporción C/N). El núcleo mostró predominancia de limos y un alto contenido de C_{org}. Las concentraciones de C_{org} fueron comparables con valores reportados para otras áreas de manglar dentro de la zona de estudio y también en otras partes del mundo. Se observó que la materia orgánica contenida en el sitio de manglar es mayoritariamente de origen autóctono. En estos momentos se encuentra en proceso los análisis para determinar la edad y la composición elemental de los sedimentos, con lo que posteriormente se evaluará la variación temporal de las tasas de enterramiento y los inventarios de C_{org}, con el objetivo de contribuir al conocimiento de la capacidad de las áreas de manglar de este sitio como sumideros de carbono azul.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT, México) PDCPN 2015/1-473, CB2010/153492 y SEMARNAT-2016-01-278634. Los autores agradecen el apoyo técnico de Bojórquez-Leyva y S. Rendón-Rodríguez (muestreo) y de L. F. Álvarez, G., Ramírez-Reséndiz y C. Suárez (manejo de datos).

Literatura citada

Aldana-Gutiérrez G., Ruiz-Fernández A. C., Pérez-Bernal L., Flores-Verdugo F., Cuellar-Martinez T., Sanchez-Cabeza J. A. (2020). Flujos e inventarios de carbono azul en manglares asociados a una laguna costera antropizada. Geofísica Internacional. En prensa.

Atwood, T. B., Connolly, R. M., Almahasheer, H., Carnell, P. E., Duarte, C. M., Lewis, C. J. E., Irigoien, X., Kelleway, J. J., Lavery, P. S., Macreadie, P., Serrano, O., Sanders, C. J., Santos, I., Steven, A. D. L. and Lovelock, C. E. 2017. Global patterns in mangrove soil carbon stocks and losses. Nature Climate Change, 7(7), 523-528.

Berner, R.A., 1981. A new geochemical classification of sedimentary environments. J. Sediment. Res. 51, 359–365.

Cardoso-Mohedano, J. G., Bernardello, R., Sanchez-Cabeza, J. A., Molino-Minero-Re, E., Ruiz-Fernández, A. C., and Cruzado, A. 2015. Accumulation of conservative substances in a sub-tropical coastal lagoon. Estuarine, coastal and shelf science, 164, 1-9.

CONABIO (Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad). 2016. Distribución de los manglares de México en 2015. Escala 1:50000., México. http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/ (Consulta: julio 16, 2020).

Cuellar-Martinez, T., Ruiz-Fernández, A. C., Sanchez-Cabeza, J. A., and Alonso-Rodríguez, R. 2017. Sedimentary record of recent climate impacts on an insular coastal lagoon in the Gulf of California. Quaternary Science Reviews, 160, 138-149.

Cuellar-Martinez, T., Ruiz-Fernández, A. C., Sanchez-Cabeza, J. A., Pérez-Bernal, L. H., and Sandoval-Gil, J. 2019. Relevance of carbon burial and storage in two contrasting blue carbon ecosystems of a north-east Pacific coastal lagoon. Science of The Total Environment, 675, 581-593.

Cuellar-Martinez, T., Ruiz-Fernández, A. C., Sanchez-Cabeza, J. A., Pérez-Bernal, L., López-Mendoza, P. G., Carnero-Bravo, V., Agraz-Hernández C. M., van Tussenbroek, B. I., Sandoval-Gil, J. Cardoso Mohedano, J. G., Vázquez-Molina, Y. and Aldana-Gutiérrez, G. 2020. Temporal records of organic carbon stocks and burial rates in Mexican blue carbon coastal ecosystems throughout the Anthropocene. Global and Planetary Change, 103215.

Duarte, C. M., Losada, I. J., Hendriks, I. E., Mazarrasa, I., and Marbà, N. (2013). The role of coastal plant communities for climate change mitigation and adaptation. *Nature Climate Change*, *3*(11), 961-968.

Essien, J., Antai, S., Olajire, A., 2009. Distribution, seasonal variations and ecotoxicological significance of heavy metals in sediments of cross river estuary mangrove swamp. Water. Air. Soil Pollut. 197, 91–105.

Global Mangrove Alliance. 2020. Mangroves. Germany. http://www.mangrovealliance.org/mangrove-knowledge/ (Consulta: julio 17, 2020).

INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2017. Anuario estadístico y geográfico de Sinaloa. México. http://internet.contenidos.inegi.org.mx/contenidos/Productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/nueva_estruc/anuarios_2017/702825094898.pdf (Consulta: julio 17, 2020).

Jupin, J. 2019. Retrospective Evaluation of Blue Carbon Inventories in Mangrove Areas from the Mexican Pacific (Mazatlán, Sinaloa). Master's thesis, Aix Marseille University. France. 45 p.

Lamb, A.L., Wilson, G.P., Leng, M.J., 2006. A review of coastal paleoclimate and relative sea-level reconstructions using δ13C and C/N ratios in organic material. Earth Sci. Rev. 75, 29–57. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.10.003.

López-Mendoza, P. G., Ruiz-Fernández, A. C., Sanchez-Cabeza, J. A., van Tussenbroek, B. I., Cuellar-Martinez, T., and Pérez-Bernal, L. H. 2020. Temporal trends of organic carbon accumulation in seagrass meadows from the northern Mexican Caribbean. CATENA, 194, 104645.

Macreadie, P. I., Anton, A., Raven, J. A., Beaumont, N., Connolly, R. M., Friess, D. A., Kelleway, J. J., Kennedy, H., Kuwae, T., Lavery, P. S., Lovelock, C. E., Smale, D. A., Apostolaki, E.T., Atwood, T. B., Baldock J., Bianchi, T. S., Chmura, G. L., Eyre, B. D., Fourqurean, J. W., Hall-Spencer, J. M., Huxham, M., Hendriks, I. E., Krause-Jensen, D., Laffoley, D., Luisetti, T., Marbà, N., Masque, P., McGlathery, K. J., Megonigal, J. P., Murdiyarso, D., Russell, B. D., Santos, R., Serrano, O., Silliman, B. R., Watanabe, K. and Duarte, C. M. 2019. The future of Blue Carbon science. *Nature communications*, *10*(1), 1-13.

Mayer, L. M. 1994. Relationships between mineral surfaces and organic carbon concentrations in soils and sediments. *Chemical Geology*, *114*: 347-363.

Nellemann, C., and Corcoran, E. (Eds.). 2009. Blue carbon: the role of healthy oceans in binding carbon: a rapid response assessment. UNEP/Earthprint.

Pendleton, L., Donato, D. C., Murray, B. C., Crooks, S., Jenkins, W. A., Sifleet, S., Christopher, C., Fourqurean, J. W., Kauffman, J. B., Marbà, N., Megonigal, P., Pidgeon, E., Herr, D., Gordon, D. and Baldera, A. 2012. Estimating global "blue carbon" emissions from conversion and degradation of vegetated coastal ecosystems. PloS one, 7(9).

Pérez, A., Machado, W., Gutiérrez, D., Borges, A., Patchineelam, S., Sanders, C.J., 2018. Carbon accumulation and storage capacity in mangrove sediments three decades after deforestation within a eutrophic bay. Mar. Pollut. Bull. 126, 275–280.

Rao, R G, Woitchik, A F, Goeyens, L, Van Riet, A, Kazungu, J, Dehairs, F, 1994. Carbon, nitrogen contents and stable carbon isotope abundance in mangrove leaves from an east African coastal lagoon (Kenya). Aquat. Bot. 47 (2), 175–183.

Ruiz-Fernandez, A. C., Sanchez-Cabeza, J. A., Alonso-Hernandez, C., Martínez-Herrera, V., Perez-Bernal, L. H., Preda, M., Hillarie-Marcel, C., Gastaud, J. and Quejido-Cabezas, A. J. 2012. Effects of land use change and sediment mobilization on coastal contamination (Coatzacoalcos River, Mexico). Continental Shelf Research, 37, 57-65.

Ruiz-Fernández, A. C., Carnero-Bravo, V., Sanchez-Cabeza, J. A., Pérez-Bernal, L. H., Amaya-Monterrosa, O. A., Bojórquez-Sánchez, S., López-Mendoza, P. G., Cardoso-Mohedano, J. G., Dunbar, R. B., Mucciarone, D. A. and Marmolejo-Rodríguez, A. J. 2018. Carbon burial and storage in tropical salt marshes under the influence of sea level rise. Science of the total environment, 630, 1628-1640.

Sanchez-Cabeza, J. A., and Ruiz-Fernández, A. C. 2012. 210Pb sediment radiochronology: an integrated formulation and classification of dating models. Geochimica et Cosmochimica Acta, 82, 183-200.

SMN (Servicio Meteorológico Nacional). 2019. Normales climatológicas Mazatlán 1981–2016. México. https://smn.cna.gob.mx/tools/RESOURCES/Diarios/25062.txt (Consulta: junio 6, 2019).

Spivak, A. C., Sanderman, J., Bowen, J. L., Canuel, E. A., and Hopkinson, C. S. 2019. Global-change controls on soil-carbon accumulation and loss in coastal vegetated ecosystems. Nature Geoscience, 12(9), 685-692.

4.6. Cronologías recientes con ^{210}Pb para el estudio de la acumulación de carbono azul en sedimentos de sistemas costeros de México

Ruiz-Fernández Ana C.[1]; Sánchez-Cabeza Joan A.[1]; Pérez-Bernal Libia[1] y Cuellar-Martínez Tomasa[2]

[1]Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. Unidad Académica Mazatlán. Calz. Joel Montes Camarena s/n, Playa Sur, 82040 Mazatlán, Sin.
[2]Instituto del Mar del Perú (IMARPE), Esquina General Gamarra y Valle, Callao, Perú.
Autor para correspondencia: caro@ola.icmyl.unam.mx

Resumen

Los ecosistemas de carbono azul (ECA) se encuentran bajo intensa presión antrópica debido a los impactos del cambio global, resultado del crecimiento poblacional. La perturbación de los ECA compromete sus servicios ecosistémicos, entre ellos la capacidad de mitigación del cambio climático mediante el almacenamiento a largo plazo de carbono orgánico (C_{org}) en los sedimentos, que es la fracción mayoritaria de dióxido de carbono secuestrado por estos ecosistemas. Comúnmente, la estimación de los inventarios de C_{org} en los ECA se basa en la evaluación de las concentraciones de C_{org} en escala de profundidad lineal; sin embargo, la sedimentación puede ser altamente variable incluso entre sitios dentro de un mismo ecosistema, lo cual redunda en que los datos no sean comparables, debido a la falta de una escala temporal. El método de fechado de sedimentos con ^{210}Pb es el más adecuado para estimar tasas de acumulación de sedimentos y cronologías dentro de los últimos ~100 años, periodo de interés para el estudio de los impactos del cambio global. Esta contribución sintetiza los inventarios de C_{org} en los últimos 100 años en ECA de litorales mexicanos (Mar Caribe, Golfo de México y Océano Pacífico) y provee recomendaciones básicas, derivadas de la experiencia desarrollada en este estudio, para la recolección y tratamiento de muestras de núcleos sedimentarios, con el propósito de obtener fechados confiables con ^{210}Pb, necesarios para la evaluación retrospectiva de la variación temporal reciente de tasas de enterramiento e inventarios de C_{org} en sedimentos de ECA.

Palabras clave: *tasas de acumulación másica; inventarios de carbono orgánico; manglares; praderas de pastos marinos; marismas.*

Abstract

Blue carbon ecosystems (BCEs) are under intense anthropic pressure due to the impacts of global change, resulting from population growth. The disruption of BCEs compromises their ecosystem services, including climate change mitigation capacity through long-term storage of organic carbon (C_{org}) in sediments, which is the largest fraction of sequestered carbon dioxide in these ecosystems. Commonly, estimation of C_{org} inventories in BCEs is based on evaluating C_{org} concentrations on a linear depth scale; however, sedimentation can be highly variable even between sites within the same ecosystem, which results in data not being comparable due to the lack of a time scale. The ^{210}Pb sediment dating method is best suited to estimate sediment accumulation rates and chronologies within the last ~ 100 years, a period of interest to study the impacts of global change. This contribution synthesizes C_{org} inventories within the last 100 years in BCEs of Mexican littorals (Caribbean Sea, Gulf of Mexico and Pacific Ocean) and provides basic recommendations, derived from the experience developed in this study, for the collection and treatment of samples from sedimentary cores, to obtain reliable dates with ^{210}Pb, necessary for the retrospective evaluation of recent temporal variations of burial rates and C_{org} inventories in BCEs sediments.

Key words: *mass accumulation rates; organic carbon stock; mangroves, seagrass meadows; salt marshes.*

Introducción

Los ecosistemas de carbono azul (ECA), tales como las praderas de pastizales marinos, bosques de manglar, y humedales intermareales como las marismas, caracterizados por una alta productividad primaria y abundante vegetación, son considerados importantes sumideros de dióxido de carbono (CO_2). Hasta el ~90% del carbono orgánico (C_{org}) producido por estos ecosistemas puede almacenarse en sedimentos (Phang *et al*., 2015) y permanecer enterrado a muy largo plazo (Howard *et al*., 2014); no obstante, la perturbación de estos sedimentos y su exposición al oxígeno causa que parte del C_{org} almacenado se oxide, y los ECA pueden pasar de ser un sumidero a una fuente de CO_2, contribuyendo al cambio climático global (Howard *et al*., 2014). Este aspecto es poco conocido por la población y tomadores de decisiones, y debería ser considerado en los planes de manejo de la zona costera, por lo cual es relevante mejorar el conocimiento sobre las tasas enterramiento e inventarios de C_{org} sedimentario en los ECA de México. La estimación de los inventarios se basa comúnmente en la evaluación de las concentraciones de C_{org} en escala de profundidad lineal del sedimento; sin embargo, dado que la velocidad de sedimentación puede ser altamente variable, es imprescindible conocer la edad de los sedimentos estudiados, de modo que la información generada sea comparable entre los ecosistemas.

El fechado con ^{210}Pb es el método más ampliamente utilizado para estimar cronologías de sedimentos durante los últimos 100 años. ^{210}Pb es un radionúclido natural de la serie de ^{238}U. La actividad total de ^{210}Pb ($^{210}Pb_{tot}$) en los sedimentos se compone de una fracción de ^{210}Pb que se produce *in situ* (conocida como ^{210}Pb soportado, $^{210}P_{sop}$) y otra fracción que se forma principalmente en la atmósfera (^{210}Pb en exceso, $^{210}Pb_{ex}$), debido a la desintegración del gas ^{222}Rn que emana de los suelos. Para fechar los sedimentos se usa la actividad de $^{210}Pb_{ex}$; ésta disminuye gradualmente con el paso del tiempo y, la comparación de la actividad de $^{210}Pb_{ex}$ en la superficie de un núcleo sedimentario con las concentraciones en los estratos inferiores, permite conocer sus edades, así como las velocidades de sedimentación (tasas de acumulación másica, TAM, en g cm^{-2} $año^{-1}$ y tasas de acumulación sedimentaria, TAS, en cm $año^{-1}$) (Ruiz-Fernández *et al*., 2014; Sanchez-Cabeza y Ruiz-Fernández, 2012). Este método de fechado ha sido utilizado exitosamente para estudiar diversos aspectos de la acumulación de C_{org} en ecosistemas de carbono azul (*e.g.* Ruiz-Fernández *et al*., 2018; Arias *et al*., 2018). No obstante, aunque el método de ^{210}Pb está bien establecido, su aplicación en ecosistemas costeros no es simple y obtener cronologías confiables requieren del entendimiento apropiado de la metodología de fechado (Barsanti *et al*., 2020).

Se utilizaron sedimentos fechados con ^{210}Pb para estimar las tasas de enterramiento y variación temporal de los inventarios de CO_2 en praderas de pastos marinos, manglar y marismas en México (Ruiz-Fernández *et al*., 2018; Cuellar-Martinez *et al*., 2017; López-Mendoza *et al*., 2020; Ruiz-Fernández *et al*., 2020; Agraz-Hernández *et al*., 2020; Aldana-Gutiérrez *et al*., 2020). Esta contribución, derivada de la experiencia desarrollada en el uso del fechado con ^{210}Pb durante la realización de dichos estudios, e integra los resultados más relevantes obtenidos con relación a la acumulación de carbono azul y resume recomendaciones útiles para lograr un fechado confiable, (Cuellar-Martinez *et al*., 2020).

Materiales y Métodos

Áreas de estudio

Las áreas de estudio (Cuadro 1, Figura 1) incluyen hábitats representativos de los litorales de México, para los cuales se ha reconocido la pérdida de extensión de ecosistemas de carbono azul, debido al impacto de actividades antrópicas. Las áreas estudiadas son reconocidas como regiones marinas

prioritarias (RMP), áreas naturales protegidas (ANP) o humedales de importancia internacional bajo la convención de Ramsar. En el Caribe se estudiaron sitios sobre el corredor turístico Cancún-Riviera Maya (incluye la RMP#63 y las ANP # 3 y #41); en el golfo de México, la laguna de Términos (RPM #53, Ramsar # 1356, ANP #91); y en el Pacífico, la bahía de San Quintín (RPM #1, Ramsar 1775); la laguna costera Estero de Urías (incluida en la RPM #20) y el sistema Marismas Nacionales (RMP #21, ANP #107, Ramsar #732). Mayor detalle sobre los sitios en Cuellar-Martinez *et al*. (2020).

Cuadro 1. Datos de muestreo.

Ecosistema	Fecha	Códigos
1. Cancún Rivera Maya (CRM)		
Manglar	Junio, 2017	JB1, PCm1, UH1
Pastos marinos	Abril, 2016	CRM1, CRM2, CRM3, CRM4, CRM5
2. Laguna de Términos (LT)		
Pastos marinos	05/17/17	LTLD1, LTLD2, LTLD3
Marisma	09/04/18	LTME1, LTME2
3.Sistema Marismas Nacionales (MNS)		
Manglar	Mayo, 2015	MNS1, MNS2, MNS3, MNS6, MNS7, MNS9, MNS10, MNS11, MNS12, MNS13, MNS15
4. Laguna Estero de Urías (EU)		
Manglar	Febrero 2017	EU5, EU6, EU7, EU8
5. Bahía de San Quintín (BSQ)		
Marisma	Marzo, 2018	BSQM1, BSQM2
Pastos marinos	Marzo, 2018	BSQP1, BSQP2

Figura 1. Áreas de estudio.
1. Bahía de San Quintín, BC; 2. Laguna Estero de Urías, Sin., 3. Sistema Marismas Nacionales, Nay., 4. Laguna de Términos, Camp., 5. Cancún-Rivera Maya, Q. Roo.

Métodos

Los núcleos se recolectaron entre mayo de 2015 y marzo de 2018, mediante enterramiento manual de tubos de PVC (8 a 10.5 cm de diámetro interno, y entre 0.5 a 1.0 m de longitud), con un extremo dentado y afilado con esmeril. Los núcleos se extrudieron y cortaron en secciones de 1 cm de espesor; y las muestras se pesaron antes y después de secarse por liofilización. Se usaron muestras molidas en mortero de ágata para determinar: la actividad de $^{210}Pb_{tot}$, a través de su descendiente radiactivo ^{210}Po, por espectrometría de partículas alfa (Ruiz-Fernández y Hillaire-Marcel, 2009); las actividades de ^{226}Ra (para estimar el valor de $^{210}Pb_{sop}$) y de ^{137}Cs (para corroborar el fechado con ^{210}Pb) por espectrometría de rayos gamma (Ruiz-Fernández *et al*., 2014); y la concentración de C_{org} por analizador elemental (Vario MICRO Cube Elementar) (Ruiz-Fernández *et al*., 2020). La calidad analítica se verificó mediante el análisis de materiales de referencia, con resultados dentro de los intervalos certificados (IAEA-300 para actividades de ^{210}Pb y ^{137}Cs; Leco 502-309 y BCR-277R para concentraciones de C_{org}); y el análisis de réplicas (n=6) de una sola muestra (coeficiente de variación <10% para ^{210}Pb y ^{226}Ra, y <4% para C_{org}).

El exceso de $^{210}Pb_{ex}$ se calculó mediante la diferencia entre las actividades de $^{210}Pb_{tot}$ y $^{210}Pb_{sop}$. Las tasas de acumulación (TAM y TAS) se estimaron a través del modelo de flujo constante (CF) (ver Sanchez-Cabeza y Ruiz-Fernández (2012) para detalles del modelo). Las incertidumbres se estimaron mediante simulaciones de Monte Carlo con 10^6 iteraciones (Sanchez-Cabeza *et al*., 2014). Los inventarios de C_{org} se estimaron como la sumatoria del producto de la densidad seca del sedimento, la concentración de C_{org} y el espesor de las secciones del núcleo (Howard *et al*., 2014).

Resultados y Discusión

Los registros sedimentarios analizados en este estudio abarcaron entre 35 y más de 100 años. Salvo algunas excepciones (núcleos de marismas y de praderas de pastos marinos en BSQ; núcleos de manglar en CRM y de marismas en LT), las actividades de ^{137}Cs fueron menores al límite de detección de la técnica (<2 Bq kg^{-1}) y no fueron útiles para corroborar los fechados. La ausencia de máximos de ^{137}Cs para corroborar fechdos es común en la zona costera de México y se debe fundamentalmente a los bajos flujos atmosféricos de ^{137}Cs en las latitudes bajas y a alta solubilidad de ^{137}Cs en agua de mar (Ruiz-Fernández y Hillaiare-Marcel, 2009), por lo que es importante identificar otros rasgos dentro de los núcleos sedimentarios, asociables a eventos de edad conocida (*e.g.* pulsos de sedimentación debido a eventos meteorológicos). En algunos de los núcleos de pastos marinos en CRM los fechados se corroboraron con máximos de sedimentación, asociados al paso de huracanes o la limpieza de playas durante un evento de arribazón de sargazo (López-Mendoza *et al*., 2020).

Las tasas de acumulación másica (TAM) mostraron amplias variaciones entre los núcleos: pastos marinos (0.03–3.21 g cm^{-2} $año^{-1}$) > manglares (0.01–0.41 g cm^{-2} $año^{-1}$) > marismas (0.01–0.37 g cm^{-2} $año^{-1}$). Entre los sitios de pastos marinos, los valores BSQ (0.04–3.21 g cm^{-2} $año^{-1}$) y CRM (0.08–2.29 g cm^{-2} $año^{-1}$) fueron comparables y más altos que en LT (0.04–0.39 g cm^{-2} $año^{-1}$) (Figura 2); entre los de manglar, los valores más altos se observaron en MNS y los más bajos en CRM, mientras que entre los de marismas, los valores más altos se observaron en LT (núcleo LTME).

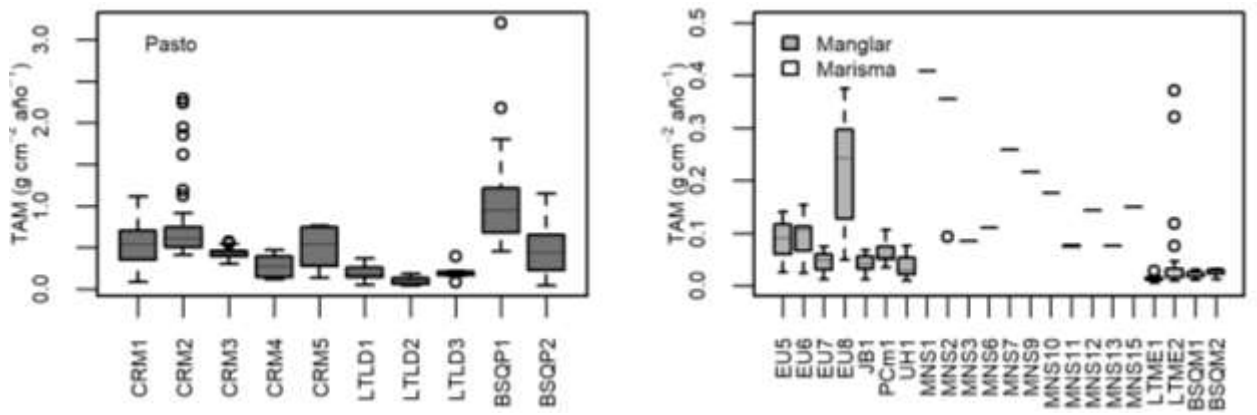

Figura 2. Tasas de acumulación sedimentaria en núcleos de ecosistemas de carbono azul en México.

La estimación de inventarios de C_{org} (Howard *et al*., 2014) está basada en la integración de las concentraciones de C_{org} hasta 1 m de profundidad, donde se supone que el C_{org} es más vulnerable a la remineralización en caso de perturbación de los sedimentos; y esta profundidad se usa para la comparación estandarizada entre sitios de estudio. No obstante, en este estudio, la longitud de los núcleos fue muy variable debido a los diferentes niveles de dureza del sustrato de muestreo, principalmente debido a la abundancia de sedimentos arenosos en praderas de pastos marinos y de raíces de manglar, que ofrecen mayor resistencia e impidieron una mayor penetración del tubo de muestreo. Aunque esta limitación podría ser superada mediante diferentes técnicas de muestreo (Howard *et al*., 2014; Smeaton *et al*., 2020), el problema principal de comparar inventarios a 1 m de profundidad, es que estos pudieron acumularse en periodos de tiempo muy distintos, dependiendo de la TAM, que suele ser variable tanto a escala espacial (incluso en un mismo sitio de estudio) como temporal (debido a procesos erosivos ocasionados por cambios de uso del suelo en las cuencas de drenaje de los sitios de estudio). Por ejemplo, al comparar los núcleos de pastos marinos de BSQ y los de LT (máximos de TAM de 3.21 y 0.39 g cm^{-2} $año^{-1}$, respectivamente) la diferencia en velocidad de acumulación de sedimento es de casi un orden de magnitud: acumular 10 g cm^{-2} de sedimento en estos ambientes tomaría 3 años en BSQ y 26 años en LT.

Dado que la conservación de C_{org} enterrado a largo plazo es de interés como estrategia de mitigación del cambio climático, se estimaron los inventarios de C_{org} en los núcleos cuyo registro abarcó al menos 100 años (Figura 3). Los resultados mostraron que (a) los valores en praderas de pastos marinos (8–53 Mg C_{org} ha^{-1}) y en marismas (32–56 Mg C_{org} ha^{-1}) fueron comparables, pero considerablemente menores en los manglares (67–269 Mg C_{org} ha^{-1}); y (b) los valores en los manglares y marismas fueron comparables entre los sitios de estudio (excepto por el núcleo PCm1 en CRM), en tanto que los valores registrados en los núcleos de pastos marinos de BSQ fueron mayores a los de LT y CRM. Estas diferencias son atribuibles a la hidrodinámica y grado de antropización, ya que en BSQ las zonas de pastos están más protegidas del oleaje (tienen altos porcentajes de sedimento fino, que acumula mayor cantidad de C_{org}, en contraste con las de LT y CRM donde predominaron las arenas) y el grado de modificación del entorno es menor a los de estos dos últimos sitios. La mayoría de los sitios analizados, la mayor parte de los inventarios de C_{org} (entre 60 y 80%) se acumuló entre 1950 y el presente.

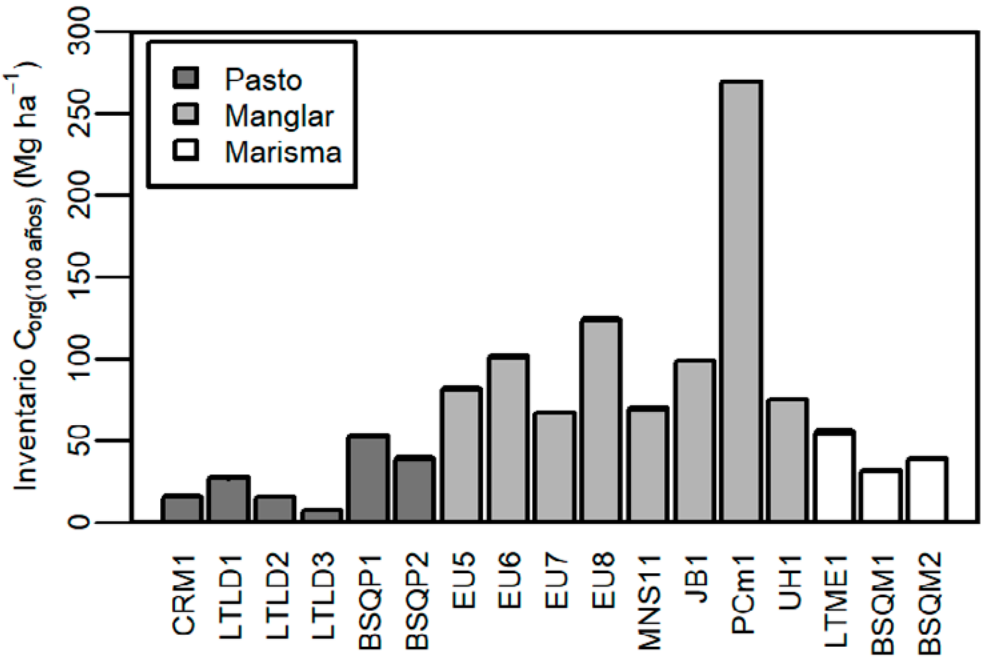

Figura 3. Inventarios de carbono orgánico en 100 años, en ecosistemas de carbono azul en México.

La información sobre la variabilidad temporal de la acumulación de C_{org} que proveen los núcleos sedimentarios fechados es muy valiosa; no obstante, los sedimentos de todos los ambientes acuáticos pueden ser alterados por procesos naturales y antropogénicos, y esta condición imprevisible puede llevar a sedimentos no fechables. Nuestra experiencia en este estudio mostró que el fechado confiable de núcleos sedimentario inicia con la adecuada selección de sitios de muestreo y tratamiento de las muestras.

El procedimiento de recolección de núcleos debería garantizar tres condiciones básicas: (1) minimizar la posibilidad de recolectar sedimentos mezclados; es necesario evitar sitios con alta probabilidad de perturbación (*e.g.* zonas de dragado, pesca de arrastre, anclaje de embarcaciones, etc.) por lo cual es indispensable recopilar información que permita conocer las características del área antes de planificar el trabajo en el terreno; (2) preservar la capa superficial del núcleo, que representa la fecha de muestreo y se convierte en la referencia para el fechado con ^{210}Pb, por lo que es indispensable usar material y/o equipos de muestreo compatibles con esta condición; y (2) minimizar la deformación de los sedimentos, ya que la compactación y el desplazamiento de las capas de sedimentos conduce a un fechado inexacto y la interpretación errónea de los perfiles de las variables de interés (Barsanti *et al*., 2020).

La compactación del sedimento es un factor especialmente relevante en el fechado. Aunque puede ser resultado del proceso natural en las secciones profundas del sedimento (debido al peso de las capas suprayacentes) o por degradación de la materia orgánica, procedimientos inadecuados de muestreo pueden provocar compactación adicional de difícil cuantificación. Sugerencias para corregir los efectos de la compactación pueden encontrarse en Lynch *et al*. (1989) y Smeaton *et al*. (2020). No obstante, para fines de fechado, la manera más simple y efectiva de compensar los efectos de la compactación natural es expresar la velocidad de sedimentación en términos de TAM (g cm^{-2} $año^{-1}$) y estimar la profundidad de los sedimentos en términos de profundidad másica (g cm^{-2}), *i.e.* el cociente de la masa total del sedimento seco respecto a la superficie de cada sección del núcleo (Sanchez-Cabeza *et al*., 2012), para lo cual es indispensable determinar, con buena precisión, la masa seca total, o alternativamente, la densidad seca de las secciones del núcleo. Cuando las secciones sean divididas en húmedo para realizar análisis diversos, es factible estimar el peso total de los sedimentos en cada sección mediante el registro del peso de las fracciones separadas y contar con un control del contenido de humedad de la muestra.

Conclusiones

Dado que los inventarios de C_{org} a 1 m de profundidad no consideran el tiempo requerido para su acumulación, debido a las diferencias en las tasas de acumulación sedimentaria entre y al interior de los ecosistemas, se recomienda el uso de las cronologías con ^{210}Pb para estimar las variaciones temporales recientes (dentro de los últimos 100 años) de la acumulación de C_{org} en los sedimentos, lo que permitiría verificar la permanencia de los inventarios dentro del periodo, mejorar la comparación de los valores encontrados dentro de una misma escala de tiempo y comprender los factores que modulan estos cambios.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos PDCPN 2015/1-473, CB2010/153492 y SEMARNAT-2016-01-278634 del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología. Se agradece el apoyo técnico de M.G. Barba-Santos, J.A. Reda-Deara, H. Álvarez-Guillén, M. A. Gómez-Ponce, H. Bojórquez, S. Rendón-Rodríguez, L. F. Álvarez-Sánchez, E. Cruz-Acevedo, G., Ramírez-Reséndiz y C. Suárez-Gutiérrez.

Literatura citada

Agraz Hernández, C.M., C.A. Chan Keb, J. Chavez Barrera, J. Osti Saenz, G. Exposito Díaz, V.A.Alonso Campos, R. Muñiz-Salazar, A.C. Ruiz Fernández, L. H. Pérez-Bernal, J.A. Sanchez Cabeza y E. Rivera Arriaga. 2020. Reserva de carbono en un ecosistema de manglar al norte de México: cambios ambientales durante 35 años. Revista Mexicana de Biodiversidad 91: e912910.

Aldana-Gutiérrez, G., A. C. Ruiz-Fernández, L. H. Pérez-Bernal, F. Flores-Verdugo, T. Cuellar-Martinez y J. A. Sanchez-Cabeza. 2020. Flujos e inventarios de carbono azul en manglares asociados a una laguna costera antropizada. Geofísica Internacional. En prensa.

Arias-Ortiz, A., P. Masqué, J. Garcia-Orellana, O. Serrano, I. Mazarrasa, N. Marbà, C E. Lovelock, P. S. Lavery y C. M. Duarte. 2018. Reviews and syntheses: ^{210}Pb-derived sediment and carbon accumulation rates in vegetated coastal ecosystems –setting the record straight. Biogeosciences 15:6791–6818.

Barsanti, M., R. Garcia-Tenorio, A. Schirone, M. Rozmaric, A.C. Ruiz-Fernández, J.A. Sanchez-Cabeza, I. Delbono F. Conte, J. M. De Oliveira Godoy, H. Heijnis, M. Eriksson, V. Hatje, A. Laissaoui, H. Q. Nguyen, E. Okuku, S. Rousan, S. Uddin, M. W. Yii, y I. Osvath. 2020. Challenges and limitations of the 210Pb sediment dating method: results from an IAEA modelling intercomparison exercise. Quaternary Geochronology. En prensa.

Cuellar-Martinez, T., A.C. Ruiz Fernández, J.A. Sanchez-Cabeza; L.H. Pérez-Bernal y Sandoval-Gil J. 2019. Relevance of carbon burial and storage in two contrasting blue carbon ecosystems of a north-east Pacific coastal lagoon. Science of the Total Environment 675:581-593.

Cuellar-Martinez, T., A.C. Ruiz-Fernández, J.A. Sanchez-Cabeza, L.H. Pérez-Bernal, P.G. López-Mendoza, V. Carnero-Bravo, C.M. Agraz-Hernández, B.I. van-Tussenbroek, J. Sandoval-Gil, J.G. Cardoso-Mohedano, Y. Vázquez-Molina y Aldana-Gutiérrez G. 2020. Temporal records of organic carbon stock and burial rates in Mexican blue carbon coastal ecosystems throughout the Anthropocene. Global and Planetary Change 192:103215.

Howard, J., S. Hoyt, K. Isensee, E. Pidgeon y M. Telszewski. 2014. Coastal blue carbon: Methods for assessing carbon stocks and emissions factors in mangroves, tidal salt marshes, and seagrass meadows. Conservation International, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, International Union for Conservation of Nature, Arlington, Virginia, USA. 180 pp.

López-Mendoza, P. G., A. C. Ruiz-Fernández, J. A. Sanchez-Cabeza, B. I. van-Tussenbroek, T. Cuellar-Martínez y L. H. Pérez-Bernal. 2020. Temporal trends of organic carbon accumulation in seagrass meadows from the northern Mexican Caribbean. Catena 194:104645.

Lynch, J.C., J.R. Meriwether, B.A. McKee, F. Vera-Herrera y R.R Twilley. 1989. Recent accretion in mangrove ecosystems based on ^{137}Cs and ^{210}Pb. Estuaries 12 (4), 284–299.

Phang, V.X., L.M. Chou y D.A. Friess. 2015. Ecosystem carbon stocks across a tropical intertidal habitat mosaic of mangrove forest, seagrass meadow, mudflat and sandbar. Earth Surf. Proc. Land. 40 (10):1387–1400.

Ruiz-Fernández, A. C., M. Maanan, J.A. Sanchez-Cabeza, L.H. Pérez Bernal, P. López Mendoza y A. Limoges. 2014. Cronología de la sedimentación reciente y características geoquímicas de sedimentos de la laguna de Alvarado, Veracruz (Golfo de México). Ciencias Marinas 40, 4, 291-303.

Ruiz-Fernández, A.C., V. Carnero-Bravo, J.A. Sanchez-Cabeza, L.H. Pérez-Bernal, O.A. Amaya-Monterrosa, S. Bojórquez-Sánchez, P. G. López-Mendoza, J. G. Cardoso-Mohedano, R. B. Dunbar, D.A. Mucciarone y A.J. Marmolejo-Rodríguez. 2018. Carbon burial and storage in tropical salt marshes under the influence of sea level rise. Science of the Total Environment 630: 1628-1640.

Ruiz-Fernández, A.C. y C. Hillaire-Marcel. 2009. ^{210}Pb-derived ages for the reconstruction of terrestrial contaminant history into the Mexican Pacific coast: Potential and limitations. Marine Pollution Bulletin 59:134–145.

Ruiz-Fernández, A.C., J.A. Sanchez-Cabeza, J. F. Ontiveros Cuadras, F. Páez Osuna. 2014. Registros ambientales del cambio global. Revista Ciencia y Desarrollo 40(273):6-11.

Ruiz-Fernández, A.C., J.A. Sanchez-Cabeza, T. Cuéllar-Martínez, L.H. Pérez-Bernal, V. Carnero-Bravo, E. Ávila y J.G. Cardoso-Mohedano. 2020. Increasing salinization and organic carbon burial rates in seagrass meadows from an anthropized coastal lagoon in southern Gulf of Mexico. Estuarine Coastal and Shelf Science 242, 10684.

Sanchez-Cabeza, J.A. y A.C. Ruiz-Fernández. 2012. ^{210}Pb sediment radiochronology: an integrated formulation and classification of dating models. Geochimica et Cosmochimica Acta 82, 183–200.

Sanchez-Cabeza, J. A., Ruiz-Fernández, A. C., Ontiveros-Cuadras, J. F., Bernal, L. H. P. and Olid, C. 2014. Monte Carlo uncertainty calculation of ^{210}Pb chronologies and accumulation rates of sediments and peat bogs. Quaternary Geochronology 23, 80-93.

Smeaton, C., N. L.M. Barlow, W. E.N. Austin. 2020. Coring and compaction: Best practice in blue carbon stock and burial estimations. Geoderma 364, 1, 114180.

4.7. Dinámica del Carbono Inorgánico Disuelto en Bahía de los Ángeles, Golfo de California, México

Martínez-Fuentes L. M.[1]; Hernández-Ayón J. M.[1]; Norzagaray-López C. O.[1]; Uribe-López A. G.[1] y Santander-Cruz J. J.[1]

[1]Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, Baja California, 22860, México.
Autor para correspondencia: mmartinez87@uabc.edu.mx

Resumen

La dinámica del carbono inorgánico en las zonas costeras no se ha entendido plenamente. Con el objetivo de describir la influencia que tienen los procesos que controlan la variabilidad espacial y temporal de la química del sistema de CO_2 en una bahía del Golfo de California (Bahía de los Ángeles, BLA), se colectaron muestras discretas mensuales de carbono total, además de la temperatura y la salinidad en un total de 12 estaciones a lo largo de BLA entre junio de 2017 y octubre de 2019. La concentración de carbono inorgánico disuelto (DIC) se determinó por el método coulométrico descrito por Johnson *et al*. (1987). A lo largo del estudio se observaron diferentes escenarios para las distribuciones de DIC; estacionalmente se distinguieron dos temporadas: invierno (enero-mayo) y verano (junio-noviembre), y espacialmente la bahía se dividió en 3 zonas con respecto a la temperatura y DIC superficiales. Durante invierno se observó una baja temperatura y alta concentración de DIC en la zona 3 y la zona 1 como miembro terminal de la mezcla de Agua del Golfo de California y Agua Subsuperficial Subtropical, como resultado de la batimetría de la región, estacionalidad y las características de las masas de agua provenientes del Canal de Ballenas en el Golfo de California.

Palabras clave: *CO_2; Bahía de los Ángeles; Golfo de California; Carbono Inorgánico Disuelto.*

Abstract

The role of inorganic carbon in coastal areas has not been fully understood. With the objective of describing the influence of the processes that control the spatial and temporal variability of the chemistry of the CO_2 system in a bay from Gulf of California (BLA), discrete samples of DIC, in addition to temperature and salinity, were taken from a total of 12 stations throughout BLA per month, between June 2017 to October 2019. DIC was determined by the coulometric method described by Johnson *et al*., (1987). Along the bay different scenarios for DIC distributions were observed. Two seasons were seasonally distinguished: winter (January-May) and summer (June-November), and spatially the bay was divided into 3 zones with respect to surface temperature and DIC. During winter a low temperature and high concentration of DIC were observed in zone 3 and zone 1 as a terminal member of the mixture of Gulf of California Water and Subtropical Subsurface Water, as a result of the bathymetry of the region, seasonality and the characteristics of the water masses coming from the Ballenas Channel in the Gulf of California.

Key words: *CO_2, Bahía de los Ángeles; Gulf of California; Dissolved Inorganic Carbon.*

Introducción

La región del Canal de Ballenas (CB) y Canal Salsipuedes en el Golfo de California es particularmente productiva y rica en nutrientes (Millán-Núñez y Yentsch, 2000). Esto se debe a que esta región responde

a la dinámica oceanográfica, la cual controlada por: mareas, la velocidad de las corrientes profundas, y la circulación del viento. Durante el invierno, estos procesos promueven la mezcla vertical, enriqueciendo con nutrientes y DIC (carbono inorgánico disuelto, por sus siglas en inglés) la región (Millán-Núñez y Yentsch, 2000; Picket y Paduan, 2003; Segovia-Zavala *et al*., 2011; Torres-Delgado *et al*., 2013; Hernández-Ayón *et al*., 2013) y promoviendo la producción primaria en la zona costera (Chen *et al*., 2003). Se ha reportado que estos mecanismos físicos promueven la mezcla vertical de dos masas de agua en la región del CB: (1) el Agua del Golfo de California (GCW) que presenta salinidad ≥ 35.0 psu y temperatura >12.0 °C; y (2) el Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) con salinidad 34.4-35 psu, baja temperatura (9-14 °C), alta concentración de nutrientes, alto contenido de DIC, bajo pH y baja concentración de oxígeno disuelto (Bray, 1988; Amador-Buenrostro *et al*., 1991; Delgadillo-Hinojosa *et al*., 2006; López *et al*., 2008; Hernández-Ayón *et al*., 2013; Torres-Delgado *et al*., 2013; Navarro *et al*., 2016).

A pesar de que se ha reportado la influencia del ASsSt durante invierno en el CB (Hernández-Ayón *et al*., 2013; Torres-Delgado *et al*., 2013), hay pocos estudios que han hecho explícita su influencia en la zona costera y las comunidades biológicas que ahí se desarrollan. Bahía de los Ángeles (BLA) está localizada en la región de las grandes islas, junto al CB (Figura 1), y su dinámica está regida por mareas y el patrón de circulación local, influenciados por el CB (Amador-Buenrostro *et al*., 1991). Actualmente, la información sobre la dinámica del sistema de CO_2 en BLA es escasa, ya que los estudios sobre la dinámica del sistema de CO_2 en la zona norte del GC se ha enfocado en la región de las grandes islas (RGI) y en el Canal de Ballenas (Zirino *et al*., 1997; Hidalgo-González, *et al*. 1997; Hernández-Ayón *et al*. 2007a; Hernández-Ayón *et al*. 2007b; Hernández-Ayón *et al*., 2013)

El objetivo de este trabajo es describir la dinámica que tienen los procesos que controlan la variabilidad espacial y temporal de la química del sistema de CO_2 en BLA. Nuestros principales hallazgos están relacionados con la dinámica temporal de las masas de agua en el CB, los cuales tienen una influencia estacional en Bahía de los Ángeles y en la química del carbono de la misma.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El CB se encuentra en la región de las grandes islas (RGI) dentro del GC (Figura 1). Está delimitado al norte por el umbral del CB (~800 m de profundidad) que conecta con la cuenca Delfín y al sur con el umbral de San Lorenzo (~400 m de profundidad), restringiendo la entrada de las masas de agua hacia el CB (~1500 m de profundidad) (Badan-Dangon *et al.* 1991). Contiguo al CB se ubica Bahía de los Ángeles (BLA; 28° 58’ N, 113° 33’ W), protegida por 12 islas que proveen protección de los vientos del este (Danemann y Ezcurra, 2008). La batimetría va de los 180 a 160 m de profundidad en la zona norte y sur cercana al CB, y a 20 m de profundidad en la parte más interna (Figura 1). Se ha reportado que tiene un tiempo de residencia alto y una tasa de evaporación elevada, con una velocidad del viento variable, la cual induce una circulación superficial de hasta 25 cm s^{-1}, más fuerte que la causada por corrientes de marea, lo cual promueve la mezcla dentro de la bahía (Amador-Buenrostro *et al*., 1991).

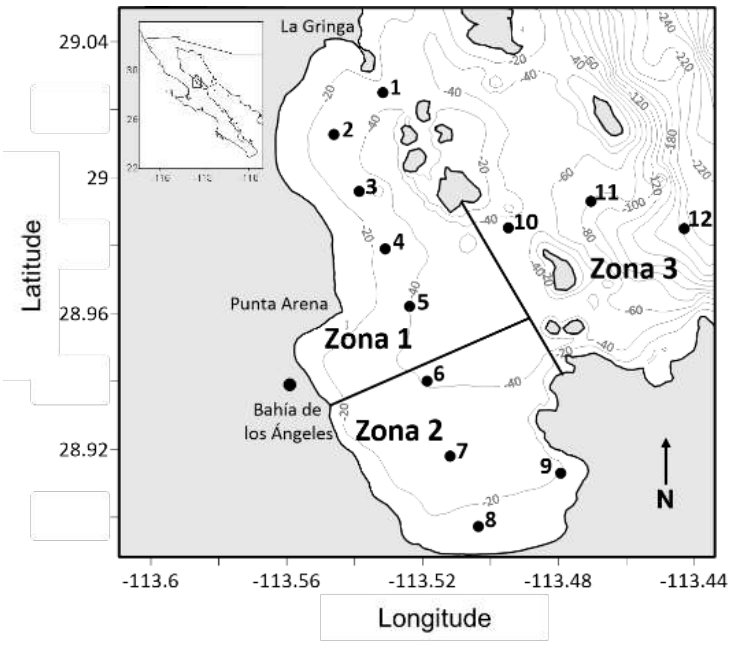

Figura 1. Localización geográfica de Bahía de los Ángeles.
Las marcas (●) indican las estaciones de muestreo para un período de muestreo de junio de 2017 a octubre de 2019.
Las líneas en color gris claro indican la batimetría de la región. Las líneas negras indican una separación hipotética entre zonas.

Metodología

Se recolectaron muestras discretas de agua mensualmente de junio de 2017 a octubre de 2019 para analizar el carbono inorgánico disuelto. En cada monitoreo mensual se recolectaron muestras superficiales (0 m) de agua de mar en 12 estaciones a lo largo de BLA (Figura 1), dividiendo a BLA en tres zonas: zona 1) estaciones 1-5, zona 2) estaciones 6, 7, 8 y 9 ubicadas al interior de BLA; y la zona 3) las estaciones 10, 11 y 12. Las muestras de agua de mar se almacenaron en viales de borosilicato de 125 ml y se conservaron con 50 µl de cloruro mercúrico saturado ($HgCl_2$; Dickson *et al*., 2007). Se midió la temperatura *in situ* de cada muestra con un termómetro digital (± 0.01 °C; YSI Measurement specialties, USA). La salinidad se determinó utilizando una sonda multiparamétrica manual (± 0.1 psu). La sonda se calibró antes de cada viaje de campo siguiendo las recomendaciones del fabricante. El carbono inorgánico disuelto se calculó mediante el método coulométrico descrito por Johnson *et al*., (1987; CM5014, UIC, USA). Se utilizó material de referencia certificado (CRM), obteniéndose una precisión y exactitud de ± 3 µmol kg^{-1}.

Se usó la prueba Kruskal Wallis, con el propósito de evaluar si existían diferencias estadísticamente significativas entre zonas para cada variable. Posteriormente, se realizó una prueba post-hoc no paramétrica de Dunn de comparaciones múltiples: Bonferroni, para evaluar diferencias tanto en la estacionalidad como para el análisis espacial ($p < 0.05$). El análisis estadístico de los datos se desarrolló en R program.

Resultados y Discusión

Estacionalmente, para la temperatura se observaron dos condiciones contrastantes principalmente: invierno (enero a mayo) y verano (junio a noviembre) mostrando diferencias significativas ($p<0.05$). El período de invierno presentó una temperatura promedio de 16.3 °C ± 0.5 °C, salinidad media de 35 ± 0.1 psu. En contraste, durante verano, la temperatura fue mayor (24.3 ± 2.7 °C) y una salinidad de 35.1 ± 0.2 psu. El DIC de invierno fue de 2155 ± 94 µmol kg^{-1}, mientras que en verano fue menor a los 2200 µmol kg^{-1} (2115 ± 70 µmol kg^{-1}).

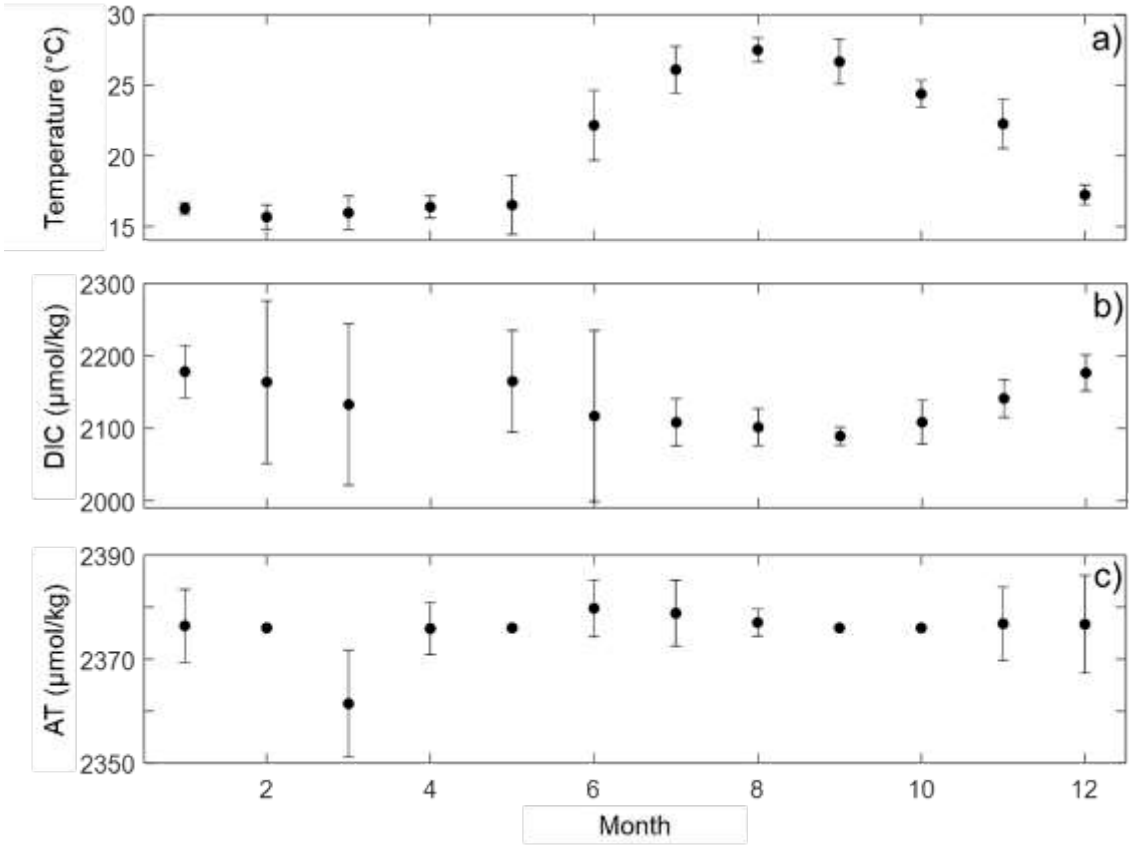

Figura 2. Promedio mensual de las muestras discretas (período de muestreo de junio 2017 a octubre 2019).
Se muestran: (a) temperatura, (b) Carbono Inorgánico Disuelto (DIC) y (c) Alcalinidad total (AT).

Concordante a lo reportado por Hernández Ayón *et al*. (2013) (Cuadro I), durante invierno en BLA se observaron temperaturas bajas y concentraciones de DIC >2200 µmol kg^{-1}. Esto podría deberse a la combinación de la mezcla por el viento y la batimetría que permiten que, entre agua del canal de ballenas, trayendo consigo la mezcla de GCW y ASsSt. En contraste con el verano (julio a noviembre) cuando observamos una concentración cercana a los 2100 µmol kg^{-1}, valor que se encuentra dentro del intervalo reportado por Hernández-Ayón *et al*. (2007a), quienes, como podemos observar en el Cuadro I, reportan datos oceánicos durante (1996 *vs*. 2018).

Cuadro I. Valores reportados de temperatura y DIC para la RGI.

Región	Temporada	Profundidad (m)	Temperatura (°C)	DIC (µmol/ kg)	Referencia
Norte, RGI y sur del GC	Septiembre 1996	< 100		2000-2240	Hernández-Ayón *et al*. (2007a)
RGI	Marzo 2002	<100	14.7-18	2300	Hernández-Ayón *et al*. (2007b)
Canal de Ballenas	Marzo 2002	50	14	2250	Hernández-Ayón *et al*. (2013)

Durante verano, la salinidad BLA se comportó de manera homogénea espacialmente. La temperatura durante el verano (Figura 3b), no presentó diferencias significativas entre la zona 1 y 3 (KW_2= 1, p > 0.05), pero sí entre las zonas 1–2 (KW_2 = 2.3 x10^6, p < 0.05) y 2-3 (KW_2 = 1.2 x10^{-10}, p < 0.05). En el caso del DIC (Figura 3b), este tuvo diferencias significativas entre la estación 11 y las estaciones 7 y 8 (KW_{11}= 0.02 y 0.03 respectivamente, p < 0.05), y como podemos observar en la Figura 3d, su

concentración va disminuyendo de la boca, zona cercana al CB hacia el interior de BLA. Para el DIC, se presentaron diferencias significativas entre las 3 zonas: 1-2 ($KW_2 = 0.002$, $p < 0.05$), 2-3 ($KW_2 = 3.7 \times 10^{-8}$, $p < 0.05$) 1-3 ($KW_2 = 0.01$, $p < 0.05$), esto es relacionado a que BLA se estratifica durante esta época del año y la diferencia entre zonas podría deberse a la actividad biológica y/o al proceso de mezcla en el CB, la cual influencia BLA (KW_2, $p > 0.05$).

En contraste, el invierno fue más dinámico. La zona 2 mostró temperaturas promedio > 15 °C a diferencia del resto (Figura 3a), mientras que la zona 3 fue 2 °C menor con respecto a las otras. Durante esta temporada se observaron diferencias significativas entre las zonas: 1-2 ($KW_2 = 2.3 \times 10^{-6}$, $p < 0.05$), 2-3 ($KW_2 = 1.2 \times 10^{-10}$, $p < 0.05$) y 1-3 ($KW_2 = 0.05$, $p < 0.05$). No hubo diferencias significativas entre estaciones con respecto a la salinidad ($KW_2 = 1$, $p > 0.05$), indicando que esta variable fue homogénea en todas las zonas de la bahía. Con respecto al DIC, en la Figura 3d se observa la disminución de su concentración desde el CB, la boca de BLA, hacia el interior de la misma, ya que la zona 3 tuvo la mayor concentración (> 2200 µmol kg^{-1}) y temperaturas promedio menores a los 16 °C; estos valores concuerdan con los valores reportados por Hernández-Ayón *et al*. (2013) para el CB debido a la mezcla de GCW y ASsSt. El DIC, durante invierno (Figura 3d) presentó diferencias significativas entre las zonas 1 y 2 ($KW_2 = 4.8 \times 10^{-5}$, $p < 0.05$) y las zonas 2 y 3 ($KW_{gl=2} = 7 \times 10^{-9}$, $p < 0.05$) pero no se observaron diferencias entre la zona 1 y 3 ($KW_2 = 1$, $p > 0.05$).

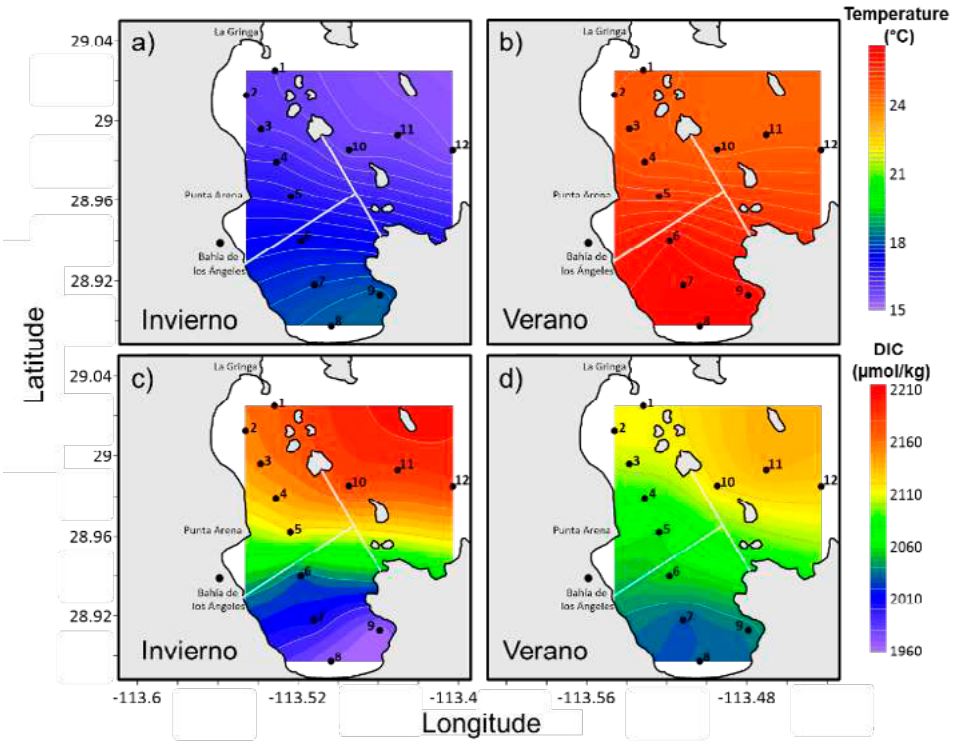

Figura 3. Valores superficiales (0 m) para cada una de las estaciones muestreadas a lo largo de BLA.
Se muestran: (a) temperatura, b) temperatura (c) Carbono Inorgánico Disuelto (DIC) y d) DIC para invierno y verano.

La baja temperatura y alta concentración de CID como miembros terminales de la mezcla de GCW y ASsSt, principalmente en las zonas 1 y 3 en invierno, puede deberse a la batimetría de la región, ya que la marea, el viento (*i.e.*, N-NO) y las corrientes pudieran promover la elevación de isopicnas, similar a una surgencia de estas masas de agua del Canal de Ballenas hacia el interior BLA, influenciando la boca de la bahía en la zona de las islas. Mecanismo similar al explicado por López *et al*. (2008) y Navarro *et al*. (2016) en el que la surgencia de ASsSt en el CB proveniente de la parte sur del golfo se da en respuesta al flujo y la velocidad de las corrientes profundas, aunado a esto, la circulación del viento y la marea

promueven la mezcla vertical del AGC y el ASsSt en la columna de agua (Bray, 1988; Amador-Buenrostro *et al*., 1991; Delgadillo-Hinojosa *et al*., 2006). Como lo mencionamos anteriormente, este elevamiento hacia el interior de BLA permitiría el enriquecimiento de nutrientes y de DIC, tal como sucede en la capa superficial del CB (Torres-Delgado *et al*., 2013; y Hernández-Ayón *et al*., 2013). Las bajas concentraciones de DIC al interior de BLA en superficie pudieran ser atribuidas a la productividad biológica de la zona, tal como lo menciona Torres-Delgado *et al*. (2013).

Conclusiones

Se observaron dos dinámicas para BLA, una durante verano, en la que la temperatura dentro de BLA es homogénea, y otra durante invierno, en la que se observa una zonificación más clara, dividiendo a la bahía en tres zonas con respecto a la temperatura y DIC superficiales: zona 1 y zona 2 ubicadas al interior de BLA, y la zona 3, que corresponde a las estaciones cercanas al CB. En dónde la zona 1 y 3 están influenciadas por la mezcla del GCW y ASsSt, como resultado de la batimetría de la región, estacionalidad y las características de las masas de agua provenientes del CB en el GC.

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico, al CO_2 TEAM del laboratorio de química del CO_2 en el Instituto de Investigaciones Oceanológicas (IIO), UABC, y un agradecimiento especial a las personas involucradas en la toma de datos. Proyecto Apoyado por el Fondo Sectorial de Investigación para la Educación (CB A1-S-21581 a CONL).

Literatura citada

Amador-Buenrostro A., Serrano-Guzmán, S. J., Argote-Espinoza M. L. (1991). Modelado numérico de la circulación inducida por el viento en Bahía de Los Ángeles, B. C., Mexico. *Ciencias Marinas*. 17(3): 39–57.

Badan-Dangon A., Koblinsky D. J. and Baumgartner T. (1985). Spring and summer in the Gulf of California: observations of surface thermal patterns. *Oceanologica Acta*. 8(1): 13–22.

Bray, N. A. (1988). Thermohaline circulation in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *93*(C5), 4993-5020.

Chen, C. T. A., Liu, K. K., and Macdonald, R. (2003). Continental margin exchanges. In *Ocean biogeochemistry*. Springer, Berlin, Heidelberg. 53-97.

Danemann, G. D., and Ezcurra, E. (Eds.). (2008). Bahía de los Ángeles: recursos naturales y comunidad: línea base 2007. Instituto Nacional de Ecología

Delgadillo-Hinojosa, F., Segovia-Zavala, J. A., Huerta-Díaz, M. A., and Atilano-Silva, H. (2006). Influence of geochemical and physical processes on the vertical distribution of manganese in Gulf of California waters. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *53*(8), 1301-1319.

Hernández-Ayón, J. M., Zirino-Weiss, A., Delgadillo-Hinojosa, F., y Galindo-Bect, S. (2007a). Carbono inorgánico disuelto en el Golfo de California en condiciones de verano. *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México. Instituto Nacional de Ecología, SEMARNAT, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Mexico*, 45-57.

Hernández-Ayón, J. M., Delgadillo-Hinojosa, F., Camiro-Vargas, T., y López-Mariscal, M. (2007b). Estudio de las variables del CO_2 en la región de las grandes islas del Golfo de California en condiciones de invierno. *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México. Instituto Nacional de Ecología, México*, 59-73.

Hernández-Ayón, J. M., Chapa-Balcorta, C., Delgadillo-Hinojosa, F., Camacho-Ibar, V. F., Huerta-Díaz, M. A., Santamaría-del-Angel, E., Galindo-Bect, S. y Segovia-Zavala, J. A. (2013). Dinámica del carbono inorgánico disuelto en la región de las grandes islas del golfo de California: Influencia de las masas de agua. *Ciencias marinas*, *39*(2): 183-201.

Hidalgo-González, R. M., Álvarez Borrego, S., y Zirino, A. (1997). Mezcla en la región de las grandes islas del Golfo de California: efecto en la pCO, superficial. *Ciencias marinas. 23*(3): 317-327.

López, M., J. Candela, and J. García (2008), Two overflows in the Northern Gulf of California, J. Geophys. Res., 113, C08023.

Millán-Núñez, E., and Yentsch, C. M. (2000). El Canal de Ballenas, Baja California, como ambiente favorable para el desarrollo del fitoplancton. *Hidrobiológica*, *10*(2): 91-100.

Navarro, R., M. L_opez, and J. Candela (2016), Seasonal cycle of near-bottom transport and currents in the northern Gulf of California, J. Geophys. Res. Oceans, 121, 8621–8634.

Pickett, M. H., and Paduan, J. D. (2003). Ekman transport and pumping in the California Current based on the U.S. Navy's high-resolution atmospheric model (COAMPS). J. Geophys. Res. 108: 3327,

Segovia-Zavala, J. A., Delgadillo-Hinojosa, F., Lares-Reyes, M. L., Huerta-Díaz, M. A., Muñoz-Barbosa, A., Santamaría del Ángel, E. Torres-Delgado E. V. y Sañudo-Wilhelmy, S. A. (2011). Distribuciones verticales de hierro, cobre y cadmio disueltos en el canal de Ballenas, golfo de California. *Ciencias marinas*. *37*(4A): 457-469.

Torres-Delgado, E. V., Delgadillo-Hinojosa, F., Camacho-Ibar, V. F., Huerta-Díaz, M. A., Segovia-Zavala, J. A., Hernández-Ayón, J. M., y Galindo-Bect, S. (2013). Enriquecimiento invernal de nutrientes inorgánicos en el canal de Ballenas, golfo de California. *Ciencias marinas*, *39*(2), 165-182.

Zirino, A., Hernández Ayón, J. M., Fuhrmann, R. A., Bernstein, R. L., Lara Lara, J. R., Gaxiola Castro, G., y Álvarez Borrego, S. (1997). Estimaciones superficiales de PCO, en el Golfo de California a partir de mediciones contínuas de pH e imágenes de satélite. *Ciencias Marinas*, *23*(1): 1-22.

4.8. Producción bacteriana de carbono en ecosistemas acuáticos

Ángeles-Vázquez José Roberto[1]; Figueroa-Torres María Guadalupe[1] y Ferrara-Guerrero María Jesús[1]

[1]Departamento El Hombre y su Ambiente, Universidad Autónoma Metropolitana Unidad Xochimilco. Calzada del Hueso 1100, Colonia Villa Quietud, CP 04960. Ciudad de México.
Autor para correspondencia: mj.ferraraguerrero@gmail.com

Resumen

Los océanos y los mares juegan un papel muy importante en la regulación de los procesos biogeoquímicos y en el cambio climático global; se reconoce que los microorganismos marinos contribuyen a más del 95% del carbón orgánico particulado en los océanos. La producción de carbono por bacterias heterótrofas que forman parte del plancton y bentos ha sido poco abordada en lagunas costeras, además se ha puesto poca atención a su papel como fuente y redistribución de carbono y energía en estos ecosistemas. Por lo anterior, en esta investigación se pretende conocer las concentraciones de carbono contenido en su biomasa, así como las variables físicas y químicas que tiene influencia sobre sus niveles y distribución en la laguna de Sontecomapan Veracruz, México. Para el cálculo de biomasa se utilizó el método de microscopía de epifluorescencia por conteo directo y utilizando DAPl (4', 6-Diamidino-2-fenil-indol diclorhidrato) como fluorocromo, el cálculo de la biomasa bacteriana se hizo utilizando la relación carbono: volumen celular. Los altos niveles de biomasa fueron mayores en los sedimentos, seguido por el agua de fondo y superficie (7089.9 >615.8 >151.1 $\mu gC.L^{-1}$), se observó que en los sitios con niveles de meso e hipertrofia se relacionan con sus altos contenidos de carbono bacteriano, siendo las altas concentraciones de $N\text{-}NH_4^+$, carbono orgánico y fósforo total los indicadores de esta relación.

Palabras clave: *biomasa; plancton; bentos; mesotrófico; hipertrófico.*

Abstract

Oceans and seas play a very important role in the regulation of biogeochemical processes and global climate change; it is recognized that marine microorganisms contribute to more than 95% of particulate organic carbon in the oceans. The production of carbon by heterotrophic bacteria that are part of the plankton and benthos has been little studied in coastal lagoons, and little attention has been paid to its role as a source and redistribution of carbon and energy in these aquatic ecosystems. Therefore, the aim of this research is to know the concentrations of carbon contained in its biomass, as well as the physical and chemical variables that influence its levels and distribution in the lagoon of Sontecomapan, Veracruz, Mexico. For the biomass calculation, the direct count epifluorescence microscopy method was used and with DAPl (4 ', 6-Diamidino-2-phenyl-indole dihydrochloride) as fluorochrome. The bacterial biomass calculation was made using the carbon:cell volume ratio. The high biomass levels were higher in the sediments, followed by the bottom and surface water (7089.9 >615.8 >151.1 $\mu gC.L^{-1}$) and it was observed that in the sites with meso and hypertrophy levels these high biomass levels are related to their high bacterial carbon contents, being the high concentrations of $N\text{-}NH_4^+$, organic carbon and total phosphorous the indicators of this relationship.

Key words: *Biomass, plankton, benthos, mesotrophic, hypertrophic*.

Introducción

Los procariontes son reconocidos como los componentes vivos más abundantes en los ecosistemas acuáticos marinos y están involucrados activamente en los flujos de carbono y en los procesos biogeoquímicos costeros. Las bacterias heterótrofas (BH) proveen un sumidero de carbono fijado en su biomasa, como materia orgánica particulada y a través de la producción de CO_2 en estos ecosistemas (Munn, 2004). Las BH dentro del ciclo del carbono juegan un papel clave en la transformación y mineralización de la materia orgánica (Ducklow, 2000), pero también en el flujo de energía biológica y carbono. Estos procesos, en particular la producción de biomasa bacteriana heterótrofa, no han sido muy estudiados en ecosistemas acuáticos mexicanos, ni se ha sido bien establecida su relación con los cambios de salinidad y el estatus de los nutrientes en los ecosistemas lagunares.

Debido a la importancia en su función ecológica dentro de los ecosistemas naturales, conocer los factores que regulan la productividad, crecimiento y fijación de carbono son de gran interés (Harsha *et al*. 2007). Se ha demostrado que la disminución de las BH podría ser indicador de una deficiencia en los ciclos biogeoquímicos (C, N y P) afectando las redes tróficas dentro de un ecosistema. Los estudios de las BH se han basado en el papel ecológico que tienen como descomponedores; y poco se ha abordado sobre el monitoreo de su abundancia y biomasa que podría dar información útil para entender y predecir el impacto de cambios naturales o por efecto antropogénico en ambientes marinos, y de esta manera poder evaluar el estado del ambiente desde un punto de vista holístico. En esta investigación se estudió el aporte de carbono orgánico en forma de biomasa bacteriana heterótrofa a la columna de agua y a los sedimentos de la laguna de Sontecomapan, Veracruz, México.

Materiales y Métodos

Área de estudio

Laguna de Sontecomapan se ubica en el estado de Veracruz, México. Presenta influencia marina por su permanente conexión con el mar a través de su boca y una profundad promedio de 1.5 m, presenta diversos afluentes de agua dulce de ríos distribuidos en diferentes puntos de la laguna (Figura 1). Su clima es del tipo cálido-húmedo con lluvias en verano y parte del otoño.

Se realizó un muestreo los días 23 y 24 de febrero de 2016 en nueve sitios con características distintas (desembocaduras de ríos, estero, zonas de manglar y sitios con influencia antrópica). La abundancia y biomasa bacteriana heterótrofa fue calculada por la técnica de epifluorescencia utilizando un microscopio Olympus Bimax 60 y como fluorocromo el 4', 6-Diamidino-2-fenil indoldiclorhidrato (DAPI).

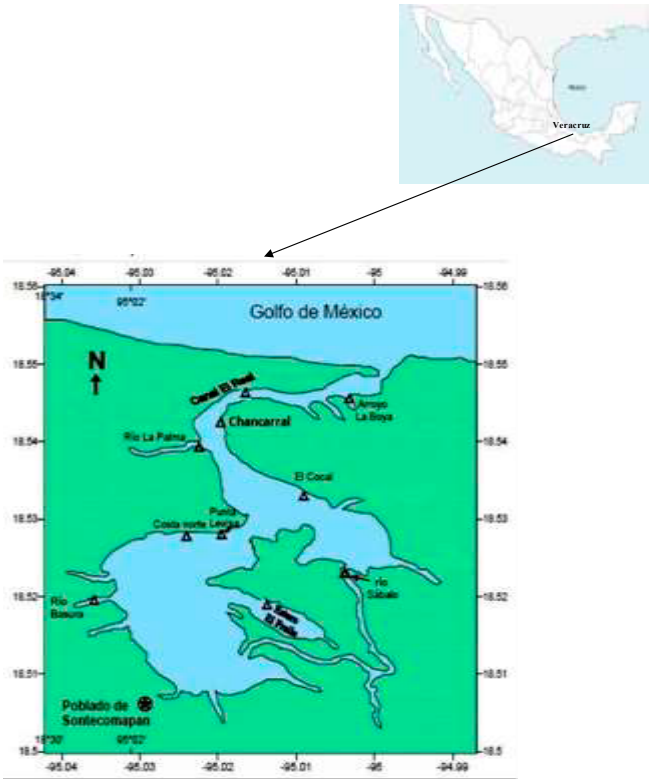

Figura 1. Ubicación de laguna de Sontecomapan (Veracruz) y de las estaciones de muestreo (▲).
Mapa elaborado con el programa ArcGIS 10.3.

Metodología

Para el cálculo del número de bacterias y del volumen celular se utilizó un analizador de imágenes con el Software qCapture Pro6® (Reyes-Arroyo et at. 2017). Para convertir la abundancia a biomasa bacteriana se utilizó la relación carbono: volumen propuesto por Lee y Fuhrman (1987) y el factor de conversión de 12.4 fg C cel^{-1} (Fukuda *et al*. 1998). Las determinaciones de nutrientes inorgánicos (N-NH_4^+, N-NO_2^-, NO_3^-, HPO_4^{2-}), carbono orgánico total (TOC) y Ptot se hicieron por técnicas colorimétricas (Aminot y Chaussepied, 1983) y utilizando kits Hach®; las variables físico-químicas medidas fueron la profundidad, transparencia, conductividad, oxígeno disuelto, pH, salinidad, conductividad, materiales en suspensión y materia orgánica.

La distribución espacial e influencia de las variables físico-químicas sobre la producción BBH se realizó a través de un análisis de componentes principales y de correspondencia canónica; para la normalización y transformación de las variables se utilizó el log*e* y la regla de Kaiser por medio del programa MVSP 3.22® y ADE-4® (Kovach, 1999; Thioulouse, 1997).

Resultados y Discusión

Variabilidad de la biomasa bacteriana heterótrofa (BBH)

La mayor BBH se encontró en el sedimento, seguido por el agua de fondo y superficie (7089.9 >615.8 >151.1 µgC.L^{-1}), se observó que las desembocaduras de ríos y el estero fueron los sitios con mayor concentración de biomasa, por el contrario, en las zonas medias de la laguna como la estación Punta Levisa se obtuvo un valor bajo de (31.4 µgC.L^{-1}). Aunque Biddanda *et al*. (2001) mencionan que la mayor biomasa y flujo de carbono a través de las bacterias, se encuentran en aguas oligotróficas, los resultados obtenidos en este estudio indican que los mayores valores se encontraron en aguas con

gradiente eutrófico a hipertrófico tomando en cuenta los promedios de las concentraciones de $N\text{-}NH_4^+$ (4.6 $mg.L^{-1}$) carbono orgánico total (16.12 $mg.L^{-1}$) y fósforo total (6.31$mg.L^{-1}$). En estos ambientes someros la acumulación de materia orgánica lábil en los sedimentos es muy alta y de origen vegetal en su mayor parte, proveniente de los bosques de manglar que rodean la laguna. Este tipo de carbono es metabolizado por las comunidades bacterianas que forman las biopelículas sedimentarias pasando a formar parte de su biomasa. Al morir las bacterias del bentos, sus componentes celulares (proteínas y lípidos) pasarán a enriquecer estos sedimentos con materia orgánica soluble, fácilmente degradable, que a su vez retroalimenta el crecimiento de microorganismos detritívoros que forman parte del asa microbiana de los sedimentos y que contribuyen a la regeneración de nutrientes inorgánicos. La variabilidad en la biomasa en la columna de agua se puede atribuir a la resuspensión de la materia orgánica particulada sedimentada. Nuestros resultados superan de manera significativa a la BBH de ambientes marinos, que según lo reportado por Barragán *et al*. (2009) fluctúan en promedio de 0.88 a 32.1 $\mu gC.L^{-1}$. Esto confiere a los ecosistemas lagunares costeros una gran importancia ecológica ya que son zonas que aportan carbono fácilmente oxidable a las aguas marinas oligotróficas a través de cambios pleamares.

Variación espacial e influencia de los factores ambientales sobre la BBH en la columna de agua y sedimentos superficiales

El análisis de componentes principales muestra dos componentes: el primero con correlaciones factoriales positivas de 0.7 y 0.6 con la BBH del agua superficial y agua de fondo, en el cual se formaron tres grupos: el primero, formado por las estaciones La Palma y La Boya que se caracterizaron por presentar una baja BBH; el segundo grupo está formado por las estaciones Punta Levisa, Río Sábalo, Costa Norte y El Chancarral, las cuales presentaron los mayores valores de BBH en el agua de superficie; el tercer grupo se formó por El Fraile se caracteriza por presentar la mayor BBH en el agua de fondo. El componente 2 presentó una alta correlación con la BBH de los sedimentos (0.8) y en él se agrupó únicamente El Real, siendo la estación que presentó la mayor BBH en los sedimentos superficiales (Figura 2).

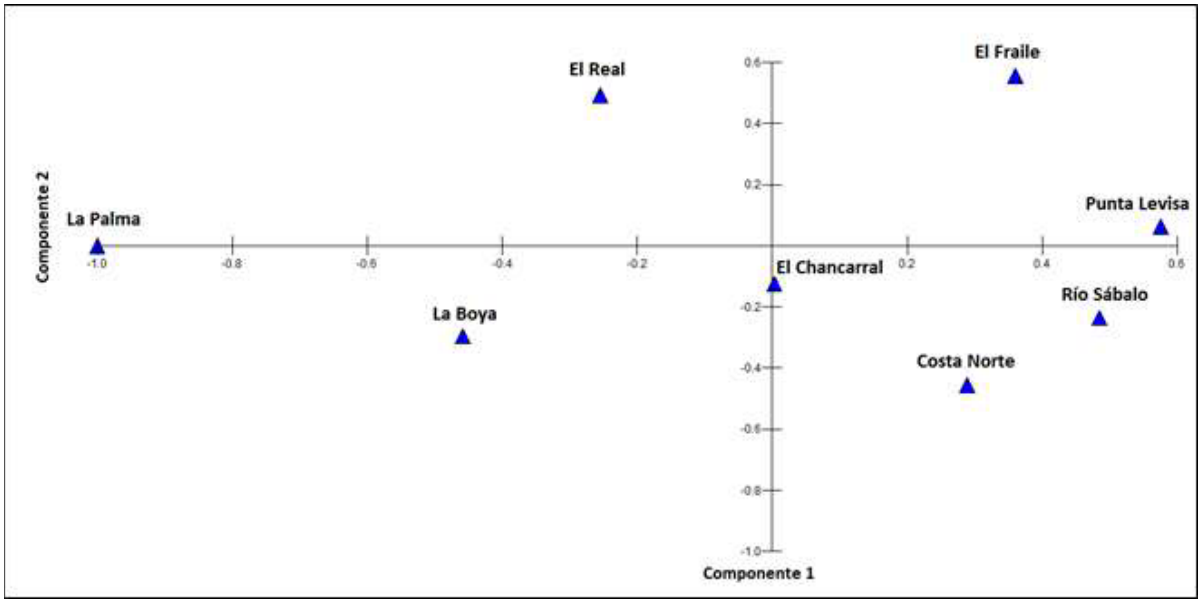

Figura 2. Análisis de Componentes principales de las estaciones de muestreo en la laguna de Sontecomapan en función de la BBH del agua de superficie, de fondo y de los sedimentos superficiales.

El análisis multivariado de correspondencia canónica (Figura 3) mostró que las variables ambientales que influyen sobre la BBH fueron distintas en los diferentes niveles, formando tres grupos; el primero muestra que la biomasa del sedimento se asocia de manera negativa con el pH del agua superficial (-0.79) y la salinidad del agua de fondo (-0.78), esto probablemente debido a que las variaciones en el pH tienden a tener efectos de toxicidad de algunos compuestos como el amoníaco, el ácido cianhídrico, el ácido sulfhídrico y algunos metales que se solubilizan afectando directamente la distribución, diversidad y naturaleza de los procesos llevados a cabo por los microorganismos (Navarro *et al*. 2006); mientras que con respecto a la salinidad, los ambientes hipertónicos tienden a deshidratar a los microorganismos que no son halotolerantes, las altas concentraciones de sal pueden desnaturalizar las proteínas, es decir, se rompe la estructura terciaria de éstas afectándose las actividades enzimáticas (Atlas y Bartha, 2002).

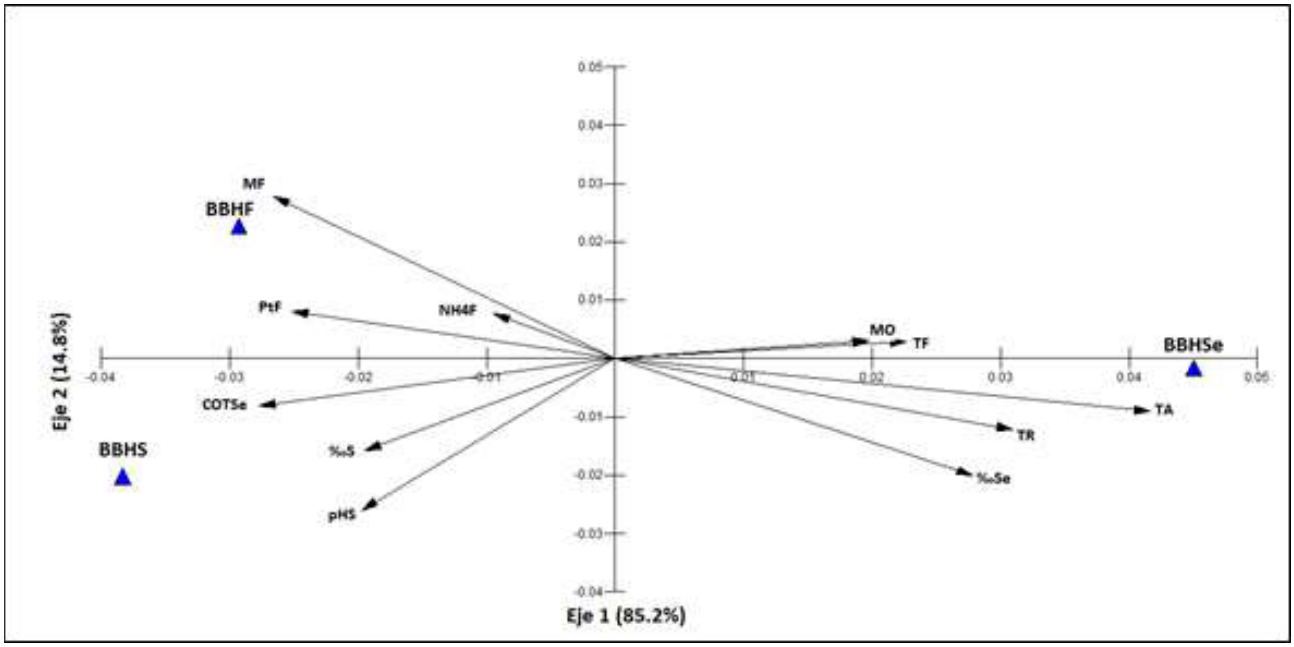

Figura 3. Análisis de Correspondencia Canónica (ACC) de la BBH y las variables ambientales de la columna de agua (superficie y fondo) y los sedimentos superficiales de la laguna de Sontecomapan.

En el segundo grupo, la producción de biomasa en el agua superficial se ve influenciada por el COT del agua intersticial (0.95), la transparencia (0.88) y la temperatura del agua de fondo (0.78), lo anterior puede deberse a que el COT en sedimento es constantemente resuspendido hacia la superficie, lo cual favorece el consumo de carbono orgánico por las bacterias de la columna de agua. En cuanto a la temperatura, Hoch y Kirchman (1993) mencionan que la tasa de crecimiento bacteriano es estimulada por el incremento de este parámetro. En el tercer grupo, la producción de biomasa en el agua de fondo está correlacionada fuertemente con el Ptot del agua superficial (0. 89), esto se debe a que el nutriente limitante para el bacterioplancton es el fósforo (Hakspiel-Segura *et al*. 2015).

Conclusiones

Los niveles encontrados de BBH fueron elevados y sobrepasan de manera significativa la BBH reportada en ambientes marinos. Por lo que la laguna de Sontecomapan puede considerarse un reservorio de carbono microbiano que juega un importante papel ecológico relacionado con la transferencia de materia hacia las aguas costeras marinas oligotróficas, por lo que no sólo se debe concebir las bacterias heterótrofas como reservorio de carbono susceptible de ser mineralizado.

Se observó que en los sedimentos superficiales la producción de BBH sobrepasa la de la columna de agua. La distribución espacial está relacionada con las altas concentraciones de materia orgánica, N-NH_4^+ y Ptot. Las bajas concentraciones de sales y los pH neutros promueven los altos niveles de BBH.

Literatura citada

Aminot, A y M Chaussepied, 1983. Manuel des analyses chimiques en milieu marin. Ed. CNEXO, Brest, France. 395p.

Atlas R y C Bartha. 2002. Microbial Ecology. Fundamentals and Aplcations. 7° Edición. Addison Wesly. Massachusetts. 569 p.

Biddanda B, M Ogdahl y J Cotner. 2001. Dominance of bacterial metabolism in oligotrophic relative to eutrophic waters. Limnology and Oceanography. 46(3): 730-739.

Barragán RG, A Canosa y J Niño. 2009. Bacterioplancton en Bahía Gaira, mar caribe (Colombia): comparación de la variabilidad en abundancia y biomasa bacteriana durante diferentes períodos. Boletin de Investigaciones Marinas y Costeras. 38 (2): 75-90.

Ducklow, H. 2000. Bacterial production and biomass in theoceans. In: Kirchman, D. L. (ed). Microbial ecology of the oceans. Wiley-Liss Inc., Wilmington, DE, pp 85–121

Fukuda, R, H Ogawa, T Nagata, I Koike. 1998. Direct determination of carbon and nitrogen contents of natural bacterial assemblages in marine environments. Appl Environ Microbiol 64:3352–3358

Harsha TS, SM Yamakanamardi y M Mahadevaswamy. 2007. Heterotrophic free-living and particle-bound bacterial cell size in the river Cauvery and its downstream tributaries. Journal of Biosciences. 32(2): 363-374.

Hoch MP, DL Kirchman. 1993. Seasonal and inter-annual variability in bacterial production and biomass in a temperate stuary. Marine Ecology Progress Series. 98: 283-295.

Hakspiel-Segura C, A Canosa-Torrado y JP Niño-García. 2015. Variación espacial del bacterioplancton en un reservorio de alta montaña en los Andes colombianos. Hidrobiológica. 25(1): 62-73.

Kovach WL. 1999. MVSP-A Multivariate Statistical Package for Windows, ver. 3.1. Kovach Computing Services. Pentraeth, Wales, UK. 133p.

Lee S y JA Fuhrman. 1987. Relationship between biovolume and biomass of naturally derived marine bacteriolancton. Applied and Environmental Microbiology. 53(6): 1298-1303.

Munn CB. 2004. The role of microbes in ocean processes. 274 p. En Munn CB. (Ed) Marine Microbiology. Ecology and Applications. Scientific Publishers. Nueva York.

Navarro AE, KP Ramos, K Carol y HJ Maldonado. 2006. Elucidación del efecto del pH en la adsorción de metales pesados mediante biopolímeros naturales: cationes divalentes y superficies activas. Revista Iberoamericana de Polímeros. 7(2):113-116.

Reyes-Arroyo NE, JR Angeles V´wzquez, MG Figueroa Torres, AK Alcántara-Azuara, RC Vargas-Solís y MJ Ferrara Guerrero. 2017. Contribución de las bacterias heterótrofas al enriquecimiento con carbono orgánico del agua y los sedimentos de la zona chinampera del lago de Xochimilco. Revista Digital eBios. 5(7): 31-49.

Reche I. 2006. Sensibilidad de los ecosistemas acuáticos a la radiación ultravioleta: el papel de la materia orgánica disuelta. Ecosistemas. 7(1): 183 196.

Thioulouse JD. 1997. "ADE-4, a multivariate analysis and graphical display software." Statistics and Computing 7: 75-80.

Wetzel RG. 1992. Wetlands as metabolic gates. Journal of Great Lakes Research. 18: 529 532.

Wetzel RG. 1999. Biodiversity and shifting energetic stability within freshwater ecosystems. Archiv für Hydrobiologie. Special Issues in Advanced Limnology. 54: 19-32.

4.9. Complejidad estructural y oleaje como componentes asociados a la variabilidad de los almacenes de carbono en pastos marinos

Cota-Lucero Tania C.[1]; Mendoza Martínez Juan E.[1]; Mariño Tapia Ismael[1] y Herrera Silveira Jorge A.[1]

[1]Centro de Investigación y de Estudios Avanzados del Instituto Politécnico-Unidad Mérida (CINVESTAV). Yucatán, México.
Autor para correspondencia: cotalucero@gmail.com

Resumen

Los pastos marinos conforman ecosistemas costeros altamente productivos ya que brindan una gran variedad de servicios ecosistémicos. Regulan los gases con efecto invernadero fijando carbono por medio de la fotosíntesis en forma de biomasa y en los sedimentos. Dependiendo de la energía de los agentes hidrodinámicos (oleaje y corrientes) influencian a los pastos marinos, tanto en su porción emergida como en el sustrato en que viven. Los estudios sobre los almacenes de carbono en México que consideren aspectos como la estructura de las praderas, calidad del agua e hidrodinámica son escasos. Este estudio se enfocó en determinar los almacenes de carbono de dos localidades de la península de Yucatán bajo diferentes regímenes de oleaje y de complejidad estructural del pasto marino *Thalassia testudinum*. La Reserva de la Biosfera los Petenes (RP) presentó el mayor almacén de carbono vivo (1.61±1.12 Mg C ha^{-1}) con una cobertura y densidad de haces más alta respecto a Dzilam. Esto coincide con los valores bajos de energía y menor altura del oleaje en la RP, permitiendo mayor concentración de nutrientes y estabilidad de sedimentos por lo tanto mejor desarrollo de *T. testudinum*. La RP demuestra ser un reservorio de carbono mientras que Dzilam puede ser considerada una zona de exportación y producción de materia orgánica, esta información puede contribuir a la toma de decisiones pues el conocer sitios con importancia ya sea como almacén y/o exportación de carbono contribuyendo a la implementación de estrategias de manejo en los ecosistemas de pastos marinos a nivel regional.

Palabras clave: *energía; oleaje; pastos marinos; almacén de carbono; biomasa.*

Abstrac

Seagrasses are highly productive coastal ecosystems as they provide a wide variety of ecosystem services. They regulate greenhouse gases by fixing carbon through photosynthesis in the form of biomass and sediments. Depending on the energy of hydrodynamic agents (waves and currents), they influence seagrasses, both in their emerged portion and in the substrate in which they live. Studies on carbon stores in Mexico that consider aspects such as grassland structure, water quality and hydrodynamics are scarce. This study focused on determining the carbon stores of two localities of the Yucatan peninsula under different wave regimes and structural complexity of the *Thalassia testudinum* seagrass. Los Petenes (RP) Biosphere Reserve had the largest living carbon store (1.61 ± 1.12 Mg C ha^{-1}) with a higher coverage and shoot density compared to Dzilam. This coincides with the low energy values and lower wave height in the RP, allowing a higher nutrient concentration and sediment stability, therefore better development of *T. testudinum*. The RP proves to be a carbon reservoir, while Dzilam can be considered an area for the export and production of organic matter, this information can contribute to decision-making, as it is important to know sites such as carbon storage and / or export, contributing to the implementation of management strategies in seagrass ecosystems at the regional level.

Key words: *energy; waves; seagrass; carbon store; biomass.*

Introducción

Los pastos marinos conforman ecosistemas costeros altamente productivos, por lo que brindan gran variedad de servicios ecosistémicos. Son considerados como hábitat y alimento, evitan la erosión de las costas, atenúan la energía generada por el oleaje y contribuyen en la regulación de los gases con efecto invernadero fijando carbono por medio de la fotosíntesis en forma de biomasa (hojas, rizomas y raíces) y retenido por milenios en los sedimentos. Son ecosistemas eficientes para secuestrar carbono a pesar de su escasa cobertura espacial (<0.2% de la superficie oceánica) contribuyendo con el 50% del carbono almacenado en sedimentos costeros (Kennedy *et al*. 2010). Los almacenes de carbono en pastos marinos dependen de múltiples factores como la salud del ecosistema y la complejidad estructural de la pradera (Samper-Villarreal *et al*. 2016), variables como la cobertura, largo y ancho de las hojas, densidad de haces, índice de área foliar (IAF) y la biomasa en pie son atributos inherentes a la planta que mejor reflejan las características morfométricas del tejido foliar y rizoidal, por lo que son susceptibles a variaciones ambientales. En su entorno natural, los pastos marinos están expuestos a diversos factores físicos como las corrientes, mareas, y olas (Koch 2007). El impacto que estos factores generan en el ecosistema es complejo, ya que tanto la porción viva y los sedimentos pueden ser afectados. Hansen y Reidenbach (2012) determinaron que algunas especies de pastos marinos logran reducir la altura del oleaje de 45 a 70% comparado con zonas adyacentes sin vegetación, lo que muestra la relevancia de estos ecosistemas como atenuadores de energía. La pérdida masiva de pastos marinos ocurre cuando el sedimento se vuelve inestable debido a la erosión o bien pueden quedar enterrados por la sedimentación excesiva (van Keulen y Borowitzka, 2003). Por procesos naturales y antrópicos se estima que cada año se pierde 7% de estos hábitats a nivel mundial, y al menos 22 de las 72 especies de pasto marino están en declive, por lo que su conservación es inminente (Waycott *et al*. 2009). Los estudios sobre los almacenes de carbono en México que consideren aspectos como la estructura de las praderas, calidad del agua e hidrodinámica son escasos y dispersos. Para mejorar las aproximaciones sobre almacenes de carbono se deben considerar su variabilidad local y con ello contribuir a los inventarios de carbono Nacional. Este trabajo se enfocó en determinar los almacenes de carbono de dos localidades de la península de Yucatán bajo diferentes regímenes de oleaje y la complejidad estructural del pasto marino *Thalassia testudinum*.

Área de estudio

La Reserva de la Biosfera los Petenes (RP) presenta una extensión de 282 858 ha y se localiza entre 20°51´30´´ N y 90°20´00´´O en la costa norte del estado de Campeche (CONANP, 2006). En el litoral de Campeche las mareas son diurnas y tiene altos aportes de origen continental tanto por aguas subterráneas como canales (De la Lanza Espino y Gómez Rojas, 2004), además la franja costera se encuentra dominada por vegetación tipo manglar (Figura 1). Al norte de la península de Yucatán, Dzilam de Bravo se ubica a 21°23´33´´ N y 88°53´ 29´´O, el sitio se localiza en una zona con mayor exposición a los vientos y se presentan descargas puntuales de agua subterránea (Kantún, 2018). En estos sitios habitan tres especies de pastos marinos (*Thalassia testudinum*, *Syringodium filiforme* y *Halodule wrightii*) y una alta diversidad de macroalgas.

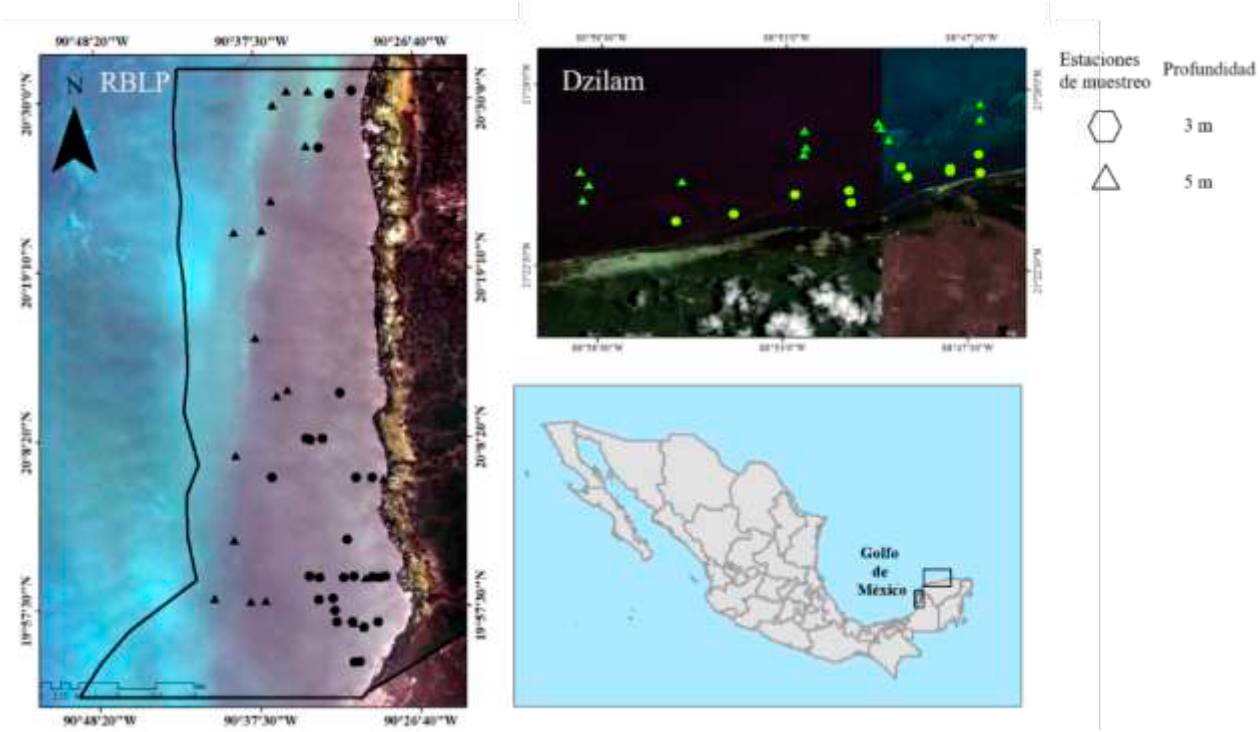

Figura 1. Distribución de las estaciones de muestreos en la RBLP y Dzilam de bravo en las profundidades de 3 y 5 m.

Material y Métodos

El trabajo de campo se realizó entre febrero y julio de 2018, se realizaron transectos perpendiculares a la costa sobre la cota batimétrica de 3 y 5 m (Figura 1) en cada sitio de muestreo se realizaron medidas *in situ* de la profundidad utilizando un profundimetro portátil (Hondex Ps-7); el porcentaje de luz incidente (%) sobre el dosel de pastos marinos mediante un sensor esférico LI-250A. La caracterización de los nutrientes disueltos en la columna de agua se realizó a partir de muestras de agua para análisis de NH_4+ el cual fue determinado mediante el método de Strickland y Parsons (1972). Adicionalmente, se distribuyeron aleatoriamente 4 cuadrantes de 0.25 m^2 por el método modificado de Braun-Blanquet (Fourqurean *et al*. 2001), para determinar *in situ* la cobertura bentónica de pastos marinos acuerdo con la escala de Hill y Wikinson (2004). Para conocer las características morfométricas y estimar el almacén de carbono como biomasa viva (C_{bio}), se tomaron muestras de biomasa aérea (hojas) y subterránea (raíces y rizomas), utilizando un nucleador de PVC tipo Curer de 15 cm de diámetro (CARICOMP, 2001) de acuerdo con el método de cosecha en pie ("*standing crop*") propuesto por Milner y Hughes (1968) para estimar de manera indirecta siguiendo la metodología propuesta por Howard *et al*. (2014). Finalmente, la caracterización hidrodinámica de ambos sitios se obtuvo a partir de datos descargados del Observatorio costero de la Universidad Autónoma de México (http://observatoriocostero.iingen.unam.mx/web/Oleaje.php), estos datos corresponden a 2 nodos distribuidos en profundidades de 3 a 5 m con información de altura significante de ola (Hs), período pico espectral (Tp) y dirección en un periodo de 29 años (31/12/1979 – 01/01/2008). La energía de la ola para cada profundidad se realizó por medio de la ecuación 1.

$$E = \frac{1}{2}\rho g H^2 \quad (1)$$

donde,
ρ = es la densidad del agua 1024 (kg m^{-3}),
g = aceleración gravitacional (9.81)
H = es la altura media significativa de la ola

Resultados

Las variables de agua, oleaje y pastos marinos se resumen en el Cuadro 1 y 2. Los valores de incidencia de luz fueron más bajos 21.27±10.03% en RP respecto a Dzilam 45±21% con diferencias significativas (P = <0.001). Por el contrario, las concentraciones de NH_4+ mostraron un comportamiento inverso; mayor (1.27±0.74 µmol^{-1}) en RP y menor para Dzilam (0.30±0.17 µmol^{-1}, P = <0.001). En cuanto a la energía de la zona la RBLP presenta un incremento de Ec respecto a la profundidad con un promedio mínimo de 66 kg s^{-2} a 2 m y un valor máximo a 5 m (386 kg s^{-2}) (Cuadro 1). La localidad de Dzilam presentó un valor medio de 168 kg s^{-2} a 3 m de profundidad mientras que a 5 m fue mayor (639 kg s^{-2}) (Figura 2). Basado en la altura de la ola la RBLP presentó predominancia en dirección sureste con una Hs <0.4 m y un promedio de 0.15±0.12 m (Figura 2) mientras que en Dzilam (0.24±0.12 m) la dirección es al este con alturas Hs <0.8 m a 5 m de profundidad (P = <0.001).

En cuanto a la cobertura de *Thalassia testudinum*, la RP presentó cobertura promedio de 45±24% mayor a Dzilam (34±22%), sin embargo, estas diferencias no son significativas (Cuadro 2; P = 0.158). Los valores de densidad, largo de las hojas, IAF no presentan diferencias significativas entre localidades, no así el ancho de las hojas donde variaron de 0.96±30.32 a 1.16±0.18 para la RBLP y Dzilam respectivamente (P = <0.001). En cuanto al carbono almacenado en forma de biomasa la zona de Dzilam presenta un almacén menor 1.59±0.96 Mg C ha^{-1} respecto a la RP (1.61±1.12 Mg C ha^{-1}; P = 0.785) donde las condiciones morfométricas sugieren mayor producción del tejido aéreo (34%) respecto al rizoidal, mientras que en Dzilam las praderas generan mayor tejido aéreo (84%). Las praderas de pastos marinos en RBLP retienen en promedio 212±185 Mg C ha^{-1} en el sedimento.

Cuadro 1. Valores de amonio, incidencia de luz energía del oleaje (Ec) y altura de la ola (H) en cada profundidad en las zonas de la RBLP y Dzilam (media±DS).

Zona	Profundidad (m)	NH_4+ (µmol^{-1})	Incidencia de Luz (%)	E (kg s^{-2})	H
RP	3	1.51±0.13	25±12.03	66	0.08
	5	0.64±0.09	19±9.08	386	0.24
Dzilam	3	0.37±0.15	44±23	168	0.17
	5	0.17±0.15	50±8.49	639	0.33

Cuadro 2. Valores de la estructura de las praderas de *Thalassia testudinum* en cada profundidad en las zonas de la RBLP y Dzilam (media±DS).

Zona	Profundidad (m)	Cobertura (%)	Densidad (#haces m^{-2})	Largo (cm)	Ancho (cm)	IAF	C_{bio} (Mg C ha^{-1})
RP	3	46±5.31	334±32.12	29±1.58	0.9±0.04	3.44±0.46	1.43±0.92
	5	38±2.99	128±23	38±3.64	1.2±0.11	1.42±0.21	0.88±0.68
Dzilam	3	33±23	271±114	34±7.63	1.17±.16	3.23±1.19	1.66±0.74
	5	35±22	318±153	36±8.45	1.16±0.24	4.44±2.89	1.49±1.34

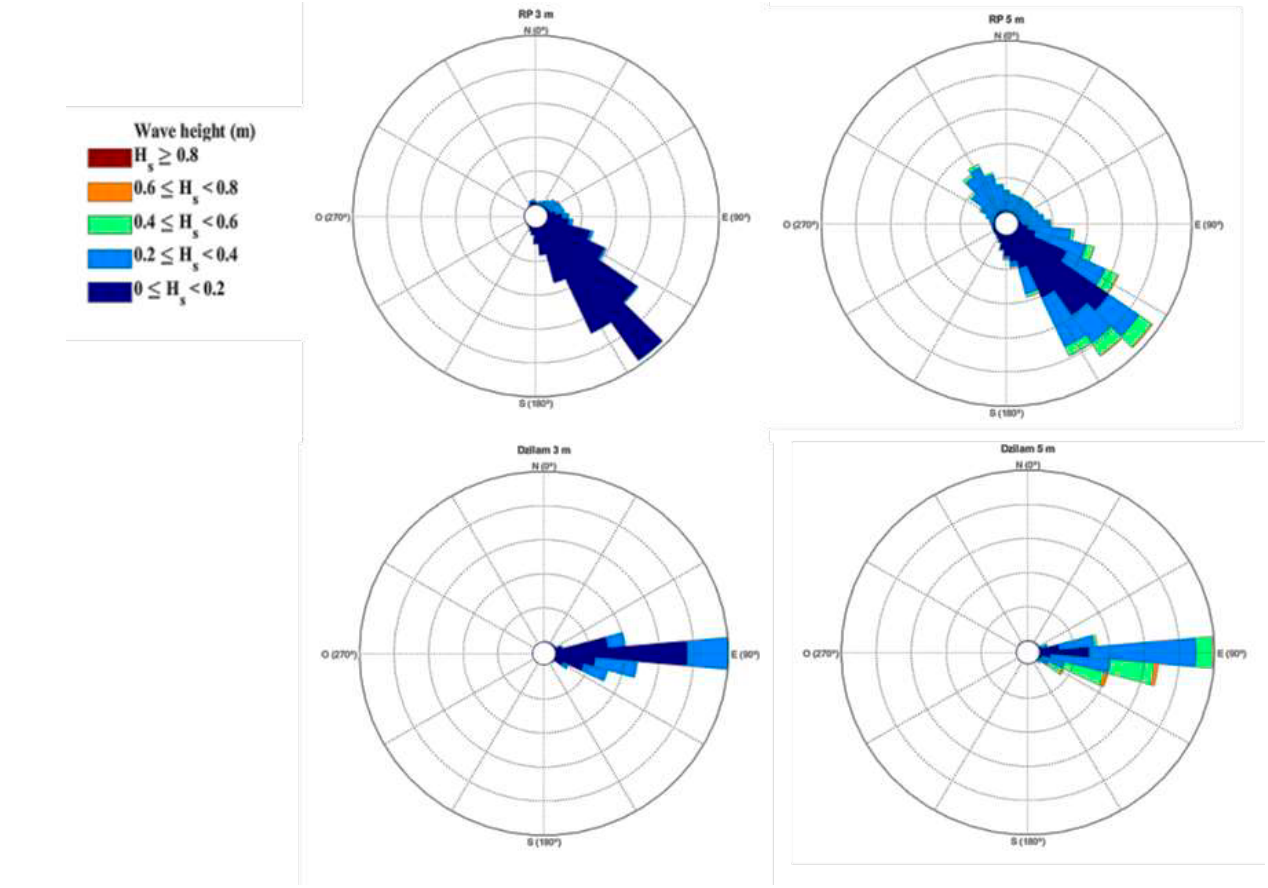

Figura 2. Rosas de oleaje, altura y dirección, en los puntos de medición a diferentes profundidades en la RBLP y Dzilam.

Discusión

El presente estudio demuestra el contraste entre las localidades de Dzilam (zona expuesta) y la RP (zona protegida) tanto en las características físicas y biológicas como en los almacenes de carbono. La baja incidencia de luz, la alta concentración de amonio y carbono en la RP se debe, por una parte, a la concentración de taninos y nutrientes que aporta el manglar a la zona y la baja energía reportada en el sitio (Cuadro 1). Las zonas con baja energía se caracterizan por incrementar la acumulación de sedimentos y las partículas orgánicas tienden a quedar atrapadas incrementando la disponibilidad de nutrientes para los pastos marinos lo que les permite mejor desarrollo (biomasa, alta densidad y cobertura continua) (McLeod *et al*. 2011) y como consecuencia mayor almacén de carbono en sedimentos. Se debe tener en cuenta que la atenuación de las corrientes y olas en praderas densas puede conducir a la generación de altos contenidos orgánicos (>5%) en el sedimento que pueden ser perjudiciales para los pastos marinos (Kemp *et al*. 2004). En la RP a diferencia de Dzilam la distribución y cobertura de *Thalassia testudinum* es alta y continua mientras que en Dzilam se observa en parches (Cuadro 2). Esto suele ser un indicador de que la energía en ocasiones es mayor al umbral que permite coberturas continuas, ya que las praderas pueden ser afectadas en su configuración de paisaje (distribución en parches o ser inexistentes) (Chen *et al*. 2007). La RP demuestra ser un importante reservorio de carbono en biomasa mientras que Dzilam puede ser considerada una zona de exportación y producción de materia orgánica, este tipo de información puede contribuir a la toma de decisiones pues el conocer sitios con importancia ya sea como almacén y/o exportación de carbono, generando información para la implementación de estrategias de manejo a nivel regional. Cabe mencionar que es importante considerar las tasas de flujo y sedimentación para un mejor entendimiento del carbono en el ecosistema.

Conclusión

La RP es una zona de baja energía lo que contribuye en un mejor desarrollo de las praderas de *Thalassia testudinum* lo que se refleja en su cobertura y densidad, así como en los valores de carbono almacenado en forma de biomasa viva, a diferencia de Dzilam donde la energía es mayor y la distribución de las praderas es en parches o inexistentes a los 5 m de profundidad. Este tipo de información permite entender la distribución del carbono en pastos marinos y su relación con los agentes físicos, lo que puede contribuir a la toma de decisiones pues el conocer sitios con importancia ya sea como almacén y/o exportación de carbono, generando información para la implementación de estrategias de manejo a nivel regional.

Literatura citada

CARICOMP. 2001. CARICOMP methods manual levels 1 and 2: manual of methods for mapping and monitoring of physical and biological parameters in the coastal zone of the caribbean. CARICOMP Data Management Center Centre for Marine Sciences University of the West Indies Mona, Kingston, Jamaica, 91.

Chen, S. N., Sanford, L. P., Koch, E. W., Shi, F., y North, E. W. 2007. A nearshore model to investigate the effects of seagrass bed geometry on wave attenuation and suspended sediment transport. *Estuaries and Coasts*, *30*(2), 296-310.

CONANP (Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas). 2006. Programa de conservación y manejo Reserva de la Biósfera Los Petenes. Dirección General de Manejo para la Conservación. Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas, México D.F., México.

Fourqurean, J. W., Willsie, A., Rose, C. D., y Rutten, L. M. 2001. Spatial and temporal pattern in seagrass community composition and productivity in south Florida. *Marine Biology*. 138:2, 341-354. doi: 10.1007/s002270000448

Fourqurean, J.W., Kendrick, G.A., Collins, L.S., Chambers, R. M., and Vanderklift, M. A. 2012b. Carbon, nitrogen and phosphorus storage in subtropical seagrass meadows: examples from Florida Bay and Shark Bay. *Mar. Freshw. Res*. 63, 967-983. doi: 10.1071/MF12101

Hansen, J. C., y Reidenbach, M. A. 2012. Wave and tidally driven flows in eelgrass beds and their effect on sediment suspension. Marine *Ecology Progress Series*, 448, 271-287

Hill J., y Wilkinson C. 2004. Methods for Ecological Monitoring of Coral Reefs. Townsville: Australian Institute of Marine Science, Townsville, Australia. 117pp

Howard, J., Hoyt, S., Isensee, K., Pidgeon, E., Telszewski, M. (eds.). 2014. Coastal Blue Carbon: Methods for assessing carbon stocks and emissions factors in mangroves, tidal salt marshes, and seagrass meadows. Conservation International, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, International Union for Conservation of Nature. Arlington, Virginia, USA.

Kantun-Manzano, C.A., Arcega-Cabrera, F., Derrien, M., Noreña-Barroso, E., y Herrera-Silveira, J. A. 2018. Submerged Groundwater Discharges as Source of Fecal Material in Protected Karstic Coastal Areas. In Protected Karstic Coastal Areas. *Geofluids*.11. doi:10.1155/2018/9736260

Kemp, W. M., Batleson, R., Bergstrom, P., Carter, V., Gallegos, C. L., Hunley, W., y Murray, L. 2004. Habitat requirements for submerged aquatic vegetation in Chesapeake Bay: Water quality, light regime, and physical-chemical factors. *Estuaries*, *27*(3), 363-377.

Kennedy, H., Beggins, J., Duarte, C. M., Fourqurean, J. W., Holmer, M., Marbá, N., y Middelburg, J. J. 2010. Seagrass sediments as a global carbon sink: Isotopic constraints. *Global Biogeochemical Cycles*, *24*(4), 1–8. https://doi.org/10.1029/2010GB003848

Koch, E. W., Ackerman, J. D., Verduin, J., y van Keulen, M. 2007. Fluid dynamics in seagrass ecology from molecules to ecosystems. In Seagrasses: biology, ecology and conservation. Springer, Dord. 93-225.

Mcleod E, Chmura GL, Bouillon S, Salm R, Bjork M *et al*. 2011. A blueprint for blue carbon: toward an improvement understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO_2. *Front. Ecol. Environ*. 9: 552–560. doi:10.1890/110004.

Milner, C. y Hughes, R. E. 1968. Methods for the measurement of the primary production of grassland. IBP Handbook, No. 6, Oxford, Blackwell Scientific Publications

Samper-Villarreal, J., Lovelock, C. E., Saunders, M. I., Roelfsema, C., y Mumby, P. J. 2016. Organic carbon in seagrass sediments is influenced by seagrass canopy complexity, turbidity, wave height, and water depth. *Limnology and Oceanography*, *61*(3), 938–952. https://doi.org/10.1002/lno.10262

Strickland, J. D., y Parsons, T. R. 1972. A practical handbook of seawater analysis. Fisheries Research Board of Canada, Ottawa. 310

van Keulen, M. y Borowitzka, M.A., 2003. Seasonal variability in sediment distribution along an exposure gradient in a seagrass meadow in Shoalwater Bay, Western Australia. *Estuar. Coast. Shelf Sci*. 57, 587–592. http://dx.doi.org/10.1016/S0272-7714(02)00394-3.

Waycott, M., *et al*. 2009. Accelerating loss of seagrasses across the globe threatens coastal ecosystems. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 106 (30), 12377-12381

4.10. Potencial del almacenamiento de carbono en suelo de los manglares del noroeste de México

Ochoa-Gómez Jonathan G.[1,2]; Acosta-Velázquez Joanna.[2]; Yépez Enrico A.[3,4] y Martinetto Paulina[5]

[1]Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Autónoma del Carmen Campus III. Av. Central s/n, Fracc. Mundo Maya, CP 24115, Cd. del Carmen, Campeche, México.
[2]Aura: Manglares y Costas S. C. Calle nueve no. 1905, Colonia Fovissste, CP 82138, Mazatlán, Sinaloa, México.
[3]Departamento de Ciencias del Agua y Medio Ambiente, Instituto Tecnológico de Sonora, Cd. Obregón, Sonora, México.
[4]Sede regional sur de Sonora, Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, Cd. Obregón, Sonora, México.
[5]Laboratorio de Ecología, Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (IIMyC) CONICET-UNMdP, Mar del Plata, Argentina.
Autor para correspondencia: jochoa@pampano.unacar.mx

Resumen

El noroeste de México (NM), en particular el Golfo de California, es una región estratégica para la conservación de la biodiversidad y el manejo de los recursos costeros del país. Esta región es el límite norte de la distribución de los manglares subtropicales en la costa del Pacífico. Los ecosistemas de manglar tienen un rol fundamental en el contexto de cambio climático debido a su alta capacidad de almacenamiento de carbono (C) y en la productividad primaria de las zonas costeras tropicales y subtropicales. En el presente estudio se analizó la cantidad de C total en muestras de suelo de diferentes manglares del NM (n=31). Las muestras analizadas representaron la variabilidad de la densidad aparente (*i.e.*, 0.2-2.0 g cm^{-3}) a diferentes profundidades del suelo (≤ 50 cm). Se correlacionó la densidad aparente y el porcentaje de C de las muestras analizadas y se obtuvo un modelo predictivo ($p < 0.0001$, R^2=0.68) para la estimación de C en suelo. No se encontró una tendencia latitudinal, lo que sugiere que factores locales inciden de forma importante en el almacenamiento de C. El potencial estimado de almacenamiento de C en manglares del noroeste de México es 11 Tg C. Estos valores de C se encuentran dentro de lo reportado previamente a escala regional y global. A escala regional, estas estimaciones pueden contribuir a generar una perspectiva del potencial que tienen los manglares en la regulación/mitigación del CO_2 en el noroeste de México.

Palabras clave: *cambio climático; manglares; zonas áridas; zonas semiáridas; carbono azul.*

Abstract

Northwest Mexico (NM), particularly the Gulf of California, is a strategic region for the conservation of biodiversity and management of the country's coastal resources. This region is the northern limit of the distribution of subtropical mangroves in the coast of the Pacific. Mangrove ecosystems play fundamental roles in the context of climate change due to their high carbon (C) storage capacity and in the primary productivity of tropical and subtropical coastal zones. The present study analyzes the C stocks in soil samples from different mangroves in NM was analyzed (n = 31). The analyzed samples represented the variability of the bulk density (*i.e.*, 0.2-2.0 g cm^{-3}) at different depths of the soil (≤ 50 cm). The bulk density and the percentage of C of the analyzed samples were correlated and a predictive model was obtained ($p < 0.0001$, $R^2 = 0.68$) for the estimation of C. A latitudinal trend was not found, which suggests that local factors have an important influence on C sequestration. The estimated storage potential for C in mangroves in northwestern Mexico is 11 Tg C. These values of C are within the ranges previously reported to regional and global scale. At a regional scale, these estimates can contribute to generating a perspective on the potential that mangroves have in regulating/mitigating CO_2 in northwestern Mexico.

Key words: *climate change; mangroves; arid zones; semi-arid zones; blue carbon.*

Introducción

Los manglares son ecosistemas con alto potencial de almacenamiento de carbono (C) localizados en la zona costera de regiones tropicales y subtropicales del mundo (Donato *et al*., 2011; Alongi, 2014). Estos ecosistemas tienen un rol crucial en la regulación del clima, contribuyendo de forma significativa en la captura y secuestro del CO_2 (Donato *et al*., 2011; Mcleod *et al*., 2011). La cantidad de C almacenado está influenciada por factores a escalas latitudinales, regionales y locales (Alongi, 2014; Atwood *et al*., 2017; Rivera-Monroy *et al*., 2017). A escala regional, se ha reportado que la hidrogeomorfología y el cambio de uso de suelo son factores esenciales en la dinámica del C (Sasmito *et al*., 2020). En el noroeste de México, se ha reportado que factores hidrogeomorfológicos, como grandes depósitos de roca fosfórica (Fischer *et al*., 1995) y aportes de agua subterránea (Urquidi-Gaume *et al*., 2015) sobre estos depósitos tienen un rol fundamental en la productividad y en el almacenamiento de C en manglares (Ochoa-Gómez, 2019; Ochoa-Gómez *et al*., 2019).

Los manglares del noroeste de México se encuentran en el límite de distribución del neotrópico y son parches con extensiones de entre ≤1 ha (*e.g.*, Baja California Sur) a 4300 ha (*i.e.*, Sinaloa) (CONABIO, 2016). En estos parches de manglar existe una alta heterogeneidad estructural y funcional (Arreola-Lizárraga *et al*., 2004; Félix-Pico *et al*., 2006; Ochoa-Gómez *et al*., 2018; Sánchez-Andrés *et al*., 2010) que incide directamente en el almacén de C subterráneo.

El objetivo del presente trabajo es obtener información de manglares representativos del noroeste de México para generar aproximaciones robustas a partir de la relación inversa que tiene la densidad aparente y el C en el suelo. Esto contribuye a una perspectiva general de la capacidad de almacenamiento de C de los manglares en el noroeste de México y del potencial de equivalentes de CO_2 secuestrados.

Materiales y Métodos

Área de estudio

La cobertura de manglar en el noroeste de México se encuentra en cuatro estados que colindan con el Golfo de California: Baja California, Baja California Sur, Sonora y Sinaloa. El clima es árido y semiárido con valores anuales históricos (1980 a 2018) promedio de temperatura y precipitación de 22.4 °C y 216.8 mm, respectivamente (CONABIO *et al*., 2020).

Las especies de mangles predominantes en la región son *Rhizophora mangle*, *Laguncularia racemosa*, *Avicennia germinans* y en la parte media al sur del Golfo de California (*i.e.*, Sonora y Sinaloa) *Conocarpus erectus* de forma intermitente. Los parches en la región son monoespecíficos o mixtos con dos, tres o las cuatro especies. El límite de distribución de manglares en el Océano Pacífico se encuentra en Puerto Lobos, Sonora, con una predominancia de *A. germinans.*

Los sitios seleccionados fueron desde áreas naturales protegidas (*e.g.*, El Vizcaíno) o sitios RAMSAR (*e.g.*, Bahía Kino) con bajo o moderado impacto antrópico, hasta manglares altamente impactados por cambio de uso de suelo ocasionado por la construcción de infraestructura costera (*e.g.*, casas habitación, carreteras, estanques de acuacultura) (Figura 1).

Muestreo de suelo y análisis de C

El estudio se realizó en manglares representativos de Baja California Sur (n=11), Sinaloa (n=4) y Sonora (n=4) (Figura 1). La latitud, la hidrogeomorfología y el ecotipo fueron las características principales que se consideraron para la selección de los sitios de estudio y la colecta de las muestras de suelo. En cada uno de los sitios seleccionados se colectaron de tres a seis núcleos de suelo en función de las características antes mencionadas. En todos los núcleos se obtuvieron muestras a seis profundidades

(*i.e.*, 0-5, 5-10, 10-20, 20-30, 30-40 y 40-50 cm) para análisis de densidad aparente y C. En total se obtuvieron 462 muestras de suelo para toda la región del noreste de México. En cada una de las muestras obtenidas se colecto un volumen conocido de sedimento para obtener la densidad aparente (g cm^{-3}). Todas las muestras fueron almacenadas y llevadas al laboratorio de biogeociencias del Instituto Tecnológico de Sonora para su análisis.

En el laboratorio las muestras de densidad aparente fueron secadas a 70 °C y pesadas en una balanza analítica (±0.001 g). Se calculó la densidad aparente de cada una de las profundidades según protocolos internacionales (*i.e.*, Kauffman y Donato, 2012). Posteriormente, se seleccionaron 31 muestras de todas las profundidades y de distintos sitios que representaran valores bajos, medios y altos de densidad aparente. Estas muestras fueron procesadas en un analizador elemental Flash 2000 (Thermo Sci) para determinar la cantidad de C total.

Los valores de C total de las muestras analizadas fueron correlacionados con sus respectivas densidades aparentes para generar un modelo predictivo de la cantidad de C total en todas las muestras colectadas en el noroeste de México. Los almacenes de C en suelo y sus equivalentes en CO_2 fueron estimados acorde a Kauffman y Donato (2012).

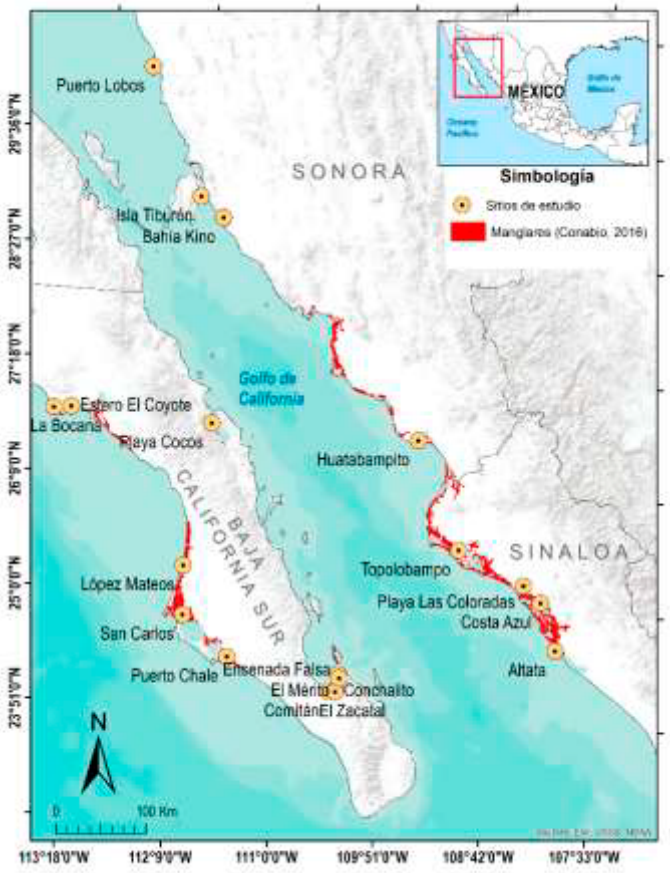

Figura 1. Sitios de estudio en el noroeste de México.

Resultados y Discusión

Modelo predictivo para la estimación de C a través de la densidad aparente

El modelo potencial fue el que mejor se ajustó de forma significativa ($p<0.0001$), con un coeficiente de determinación (R^2) de 0.68 (Figura 2). Siendo este relativamente similar a otro estudio realizado en manglares del norte de México (*i.e.*, R^2=0.52; Agraz-Hernández *et al*., 2020).

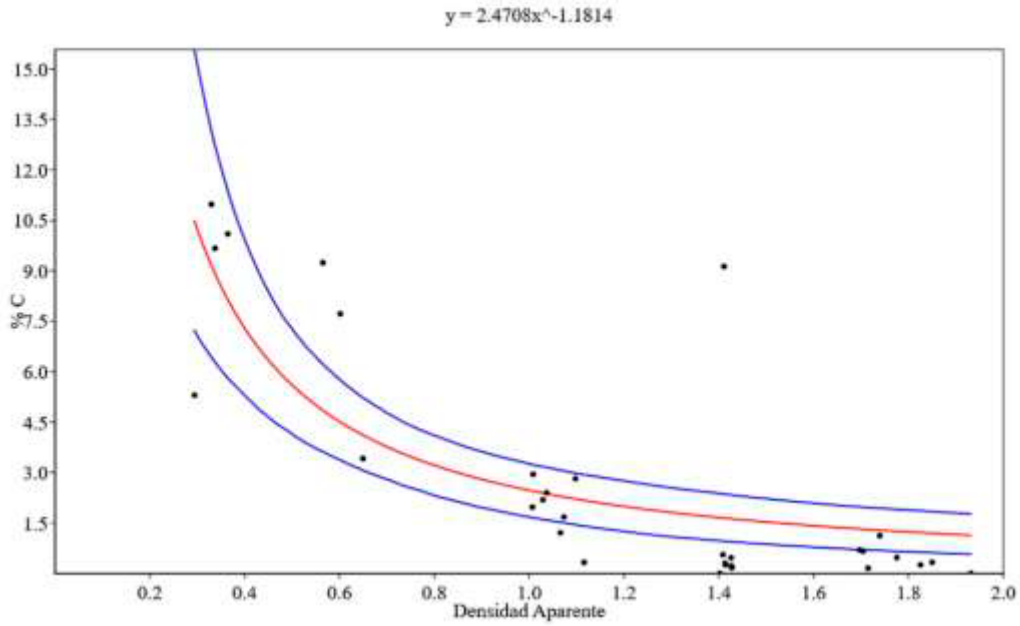

Figura 2. Modelo predictivo del porcentaje del C total a través de la densidad aparente.

Estimación del almacenamiento de C en suelo de los manglares del noroeste de México

El almacenamiento de C no presentó una tendencia latitudinal. Los sitios con mayor y menor almacenamiento (a 50 cm de profundidad) se encontraron en la misma latitud (*i.e.*, Baja California Sur: Ensenada Falsa, 133.6 Mg C ha^{-1} y Comitán, 114.8 Mg C ha^{-1}) (Figura 3). Lo que sugiere que los gradientes biogeoquímicos y físicos a escala local juegan un rol clave en los sumideros de C.

Los resultados del almacenamiento de C estan dentro de los intervalos reportados previamente para manglares de la región a profundidades similares (*i.e.*, Bahía de La Paz: ~100-240 Mg C ha^{-1}; Ochoa-Gómez *et al*., 2019). El mayor almacenamiento se encontró en Baja California Sur con un promedio de 122.3 Mg C ha^{-1} y el menor en Sinaloa con un promedio de 119.2 Mg C ha^{-1} (Cuadro 1; Figura 3). Probablemente la hidrogeomorfología y los yacimientos de fosforita particulares de la península de Baja California, aunado al bajo impacto antrópico en los manglares de la región esten influenciado los sumideros de C (Ochoa-Gómez, 2019).

En Sonora y Sinaloa los flujos e interrupciones de agua superficial o subterránea y el moderado/alto impacto antrópico ocasionado por las actividades agrícolas, pudieran tener un rol clave en los sumideros de C costero (principalmente en la región de Sinaloa). Es de considerarse que el impacto antrópico y el cambio de uso de suelo tienen un rol fundamental en los sumideros de C a escala regional como se ha reportado anteriormente (*e.g.*, Sasmito *et al*., 2020).

Con base a este análisis y de acuerdo a la cobertura reportada para los manglares del noroeste de México (CONABIO, 2016), el potencial de almacenamiento es cercano a los 11 Tg de C (Cuadro 1). Los equivalentes de dioxido de carbono (CO_2e) almacenados en los manglares del noroeste son ~40 Tg CO_2e. Es de considerarse que una ciudad con alto desarrollo económico y crecimiento poblacional del noroeste de México puede generar alrededor de 2 Tg de CO_2e en un año (*i.e.*, La Paz, Baja Californi Sur; Ivanova y Bermudez, 2014).

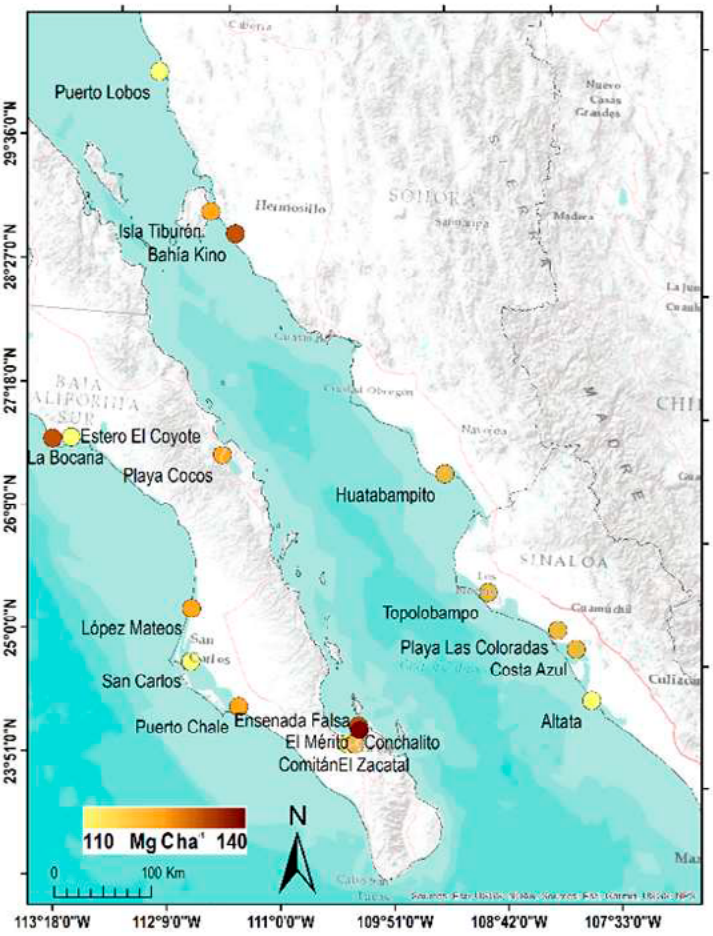

Figura 3. Sitios de estudio y potencial de almacenamiento de C.

Cuadro 1. Promedio del potencial de almacenamiento de C en suelo a 50 cm de profundidad de los manglares del noroeste de México (± DE).

Estado	Almacenamiento promedio (Mg C ha^{-1})	Cobertura manglar (ha)*	Almacén de C total (Tg C)	CO_2e (Tg)
BCS	122.3 (±9.59)	26,579	3.3	11.9
Sinaloa	119.2 (±3.73)	50,688	6.0	22.2
Sonora	121.8 (±5.78)	12,111	1.5	5.4

*Las superficies se estimaron del mapa de manglares de CONABIO (2016). En el caso de Sinaloa se tomó en cuenta el 62% de la superficie de los manglares. BCS = Baja California Sur. CO_2e = equivalentes de dióxido de C.

Conclusiones

Aunque es necesario realizar estimaciones directas del almacenamiento de C, estimaciones robustas como la del presente estudio contribuyen a generar perspectivas para la toma de decisiones y la formulación de políticas públicas para la preservación y conservación de los manglares del noroeste de México.

Es importante resaltar que siendo Baja California Sur el que obtuvo el mayor almacenamiento de C, es también la región donde los manglares han presentado la menor tasa de deforestación y cambio de uso de suelo en comparación a Sonora y Sinaloa, lo que pudiera contribuir para enfocar proyectos e inversiones para la preservación/restauración de estos ecosistemas.

Agradecimientos

JGOG agradece al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el apoyo otorgado a través de la beca de posdoctorado. Agradecemos a Mayte F. Reyes por su apoyo en el procesamiento de las muestras para análisis elementales.

Literatura citada

Agraz-Hernández, C.M., Chan-Keb, C.A., Chávez-Barrera, J., Osti-Sáenz, J., Expósito-Díaz, G., Alonso-Campos, V.A., Muñiz-Salazar, R., Ruiz-Fernández, A.C., Pérez-Bernal, L.H., Sánchez-Cabeza, J.A. and Rivera-Arriaga, E. 2020. Reserva de carbón en un ecosistema de manglar al norte de México: cambios ambientales durante 35 años. Revista Mexicana de Biodiversidad 91: e912910.

Alongi, D.M., 2014. Carbon cycling and storage in mangrove forests. Annual review of marine science 6:195-219.

Arreola-Lizárraga, J.A., Flores-Verdugo, F.J. and Ortega-Rubio, A., 2004. Structure and litterfall of an arid mangrove stand on the Gulf of California, Mexico. Aquatic botany 79,2:137-143.

Atwood, T.B., Connolly, R.M., Almahasheer, H., Carnell, P.E., Duarte, C.M., Lewis, C.J.E., Irigoien, X., Kelleway, J.J., Lavery, P.S., Macreadie, P.I. and Serrano, O., 2017. Global patterns in mangrove soil carbon stocks and losses. Nature Climate Change 7,7:523-528.

CONABIO, 2016. Mapa de uso del suelo y vegetación de la zona costera asociada a los manglares de México en 2015, escala: 1:50000. edición: 1. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. Sistema de Monitoreo de los Manglares de México (SMMM). Ciudad de México, México.

CONABIO, IB-UNAM, CONANP, PNUD, INECC. 2020. Explorador de cambio climático y biodiversidad, versión 1.0. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México. Disponible en: https://www.biodiversidad.gob.mx/pais/cambio-climatico (consultada el 30 de junio del 2020).

Donato, D.C., Kauffman, J.B., Murdiyarso, D., Kurnianto, S., Stidham, M. and Kanninen, M., 2011. Mangroves among the most carbon-rich forests in the tropics. Nature geoscience 4,5: 293-297.

Mcleod, E., Chmura, G.L., Bouillon, S., Salm, R., Björk, M., Duarte, C.M., Lovelock, C.E., Schlesinger, W.H. and Silliman, B.R., 2011. A blueprint for blue carbon: toward an improved understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO_2. Frontiers in Ecology and the Environment 9,10:552-560.

Félix-Pico, E.F., Holguin-Quiñones, O.E., Hernandez-Herrera, A. and Flores-Verdugo, F., 2006. Producción primaria de los mangles del Estero El Conchalito en Bahía de La Paz (Baja California Sur, México). Ciencias marinas 32:53-63.

Fischer, R., Galli-Olivier, C., Gidde, A., Schwennicke, T., 1995. The El Cien Formation of southern Baja California, Mexico: stratigraphic precisions. Newsletters on Stratigraphy 32, 3:137–161.

Ivanova, A., Bermudez-Contreras, A., 2014. Climate action plan for the city of La Paz, BCS, Mexico: a tool for public policy in a coastal city. Current Urban Studies 2, 3: 249-262.

Kauffman, J.B. and Donato, D.C. 2012. Protocols for the measurement, monitoring and reporting of structure, biomass, and carbon stocks in mangrove forests, Bogor, Indonesia: CIFOR. 50P.

Sánchez-Andrés, R., Sánchez-Carrillo, S., Alatorre, L.C., Cirujano, S. and Álvarez-Cobelas, M., 2010. Litterfall dynamics and nutrient decomposition of arid mangroves in the Gulf of California: Their role sustaining ecosystem heterotrophy. Estuarine, Coastal and Shelf Science 89,3:191-199.

Sasmito, S.D., Sillanpää, M., Hayes, M.A., Bachri, S., Saragi-Sasmito, M.F., Sidik, F., Hanggara, B.B., Mofu, W.Y., Rumbiak, V.I., Taberima, S. and Nugroho, J.D., 2020. Mangrove blue carbon stocks and dynamics are controlled by hydrogeomorphic settings and land-use change. Global change biology 26,5:3028-3039.

Urquidi-Gaume, M.; Santos, I.R., and Lechuga-Deveze, C., 2015. Submarine groundwater discharge as a source of dissolved nutrients to an arid coastal embayment (La Paz, Mexico). Environmental Earth Sciences 75,2: 1–13

Ochoa-Gómez, J.G., Serviere-Zaragoza, E., Lluch-Cota, D.B., Rivera-Monroy, V.H., Oechel, W., Troyo-Diéguez, E. and Lluch-Cota, S.E., 2018. Structural complexity and biomass of arid zone mangroves in the southwestern Gulf of California: key factors that influence fish assemblages. Journal of Coastal Research 34,4:979-986.

Ochoa-Gómez J. 2019. Dinámica del carbono orgánico de manglares de zonas áridas del suroeste del Golfo de California. Tesis doctoral. CIBNOR. México. 85 pp.

Ochoa-Gómez, J.G., Lluch-Cota, S.E., Rivera-Monroy, V.H., Lluch-Cota, D.B., Troyo-Diéguez, E., Oechel, W. and Serviere-Zaragoza, E., 2019. Mangrove wetland productivity and carbon stocks in an arid zone of the Gulf of California (La Paz Bay, Mexico). Forest ecology and management 442: 135-147.

4.11. Sedimentación y carbono orgánico en manglares de la Península de Yucatán

Cinco-Castro Siuling[1]; Herrera-Silveira Jorge A.[1] y Comín-Sebastián Francisco[2]

[1]Laboratorio de Producción Primaria, Recursos del Mar, Centro de Investigación y de Estudios Avanzados del Instituto Politécnico Nacional - Unidad Mérida. Carretera Antigua a Progreso km 6, CP 97310, Mérida, Yucatán, México.
[2]Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC, Av. Victoria s/n, 22700 Jaca, Huesca, España.
Autor para correspondencia: siuling.cinco@cinvestav.mx

Resumen

El 54.4% de los manglares mexicanos se distribuye en la Península de Yucatán. Estos manglares proporcionan gran variedad de servicios ecosistémicos, entre ellos cobran importancia los relacionados con la dinámica del carbono y la proporción en la que este forma parte de los sedimentos. Con base en esto, el objetivo de este trabajo es determinar la tasa de sedimentación en los diferentes tipos ecológicos de manglar en un escenario kárstico de la Península de Yucatán, así como el contenido de carbono orgánico presente en los sedimentos superficiales. Para este fin se colocaron trampas de sedimento durante un mes y se calculó, por diferencia de peso, la cantidad de sedimento en g por área por año. En laboratorio se determinó el porcentaje de carbono orgánico mediante la diferencia entre el carbono total y el inorgánico. Los resultados indican que los manglares de franja asociados a la dinámica del mar y la laguna presentan tasas de sedimentación más altas (0.32±0.09 g cm^{-2} $año^{-1}$), pero con un menor contenido de carbono orgánico (19.76 ± 5.48%). Estos resultados demuestran que no siempre mayor tasa de sedimentación implica mayor contenido de carbono. Sin embargo, es necesario incrementar el análisis de las variables involucradas que pueden estar modificando la dinámica de sedimentación, de captura y almacén de carbono en estos ecosistemas.

Palabras clave: *manglares; sedimentación; carbono orgánico.*

Abstract

54.4% of the Mexican mangroves are found in Yucatan Peninsula. These mangroves provide a variety of ecosystem services, among them services related to carbon dynamic and its proportion in the sediments have a great importance. Based on this, the objective of this work is to determine the sedimentation rate among different ecological types of mangroves in a karstic environment in the Yucatan Peninsula, as well as organic carbon content in surface sediments. For this, sediment traps were placed during a month and quantity of sediments in grams per area per year was calculated. In laboratory, the organic carbon percentage was determinate using the difference between total and inorganic carbon. Results show that fringe mangroves, associated to marine and lagoon dynamic have more high sedimentation rates (0.32±0.09 g cm^{-2} $year^{-1}$), but they have a smaller organic carbon content (19.76 ± 5.48%). These results demonstrate that not always the higher sedimentation rate mean high organic carbon content. However, is necessary to increase the analysis of involved variables that could be modifying the sedimentation and carbon storage dynamic in these ecosystems.

Key words: *mangroves; sedimentation; organic carbon.*

Introducción

Los manglares son ecosistemas que presentan características peculiares en la vegetación, el ambiente fisicoquímico de los sedimentos y la dinámica hidrológica (Lewis, 1995). Debido a estas características

y por desarrollarse en la confluencia de la zona marino-terrestre de las zonas tropicales y subtropicales, proveen una gran cantidad de servicios ecosistémicos, de los cuales cobran mayor importancia aquellos que se relacionan con la reducción de la vulnerabilidad ante los efectos del cambio climático.

En este sentido, la capacidad que tienen los manglares para acumular sedimento ofrece ventajas ante el incremento del nivel del mar, además de que evitan el azolvamiento de cuerpos de agua, mejoran la calidad del agua y protegen a los ecosistemas adyacentes de eutrofización (Ellison, 2012).

Considerando que las características de mesoescala como la topografía y el hidroperíodo originan diferentes tipos ecológicos de manglar (franja, cuenca, chaparro, de petén, sobre inundado y ribereño) (Lugo y Snedaker, 1974; Twilley y Rivera-Monroy, 2009), cada tipo proveerá diferentes servicios en cantidad y magnitud. La capacidad que tienen los manglares para acumular sedimentos de manera superficial está relacionada con patrones espaciales (Adame *et al*., 2010) y con procesos relacionados con la hidrodinámica y el aporte de sedimentos (Woodroffe *et al*., 2016). La manera en la que estos sedimentos se acumulan se relaciona con las fuerzas físicas que actúan sobre ellos de acuerdo con su configuración geomorfológica (Thom, 1982; Adame *et al*., 2010). Además, se debe considerar la fuente de los sedimentos que llegan o se producen en el ecosistema, lo cual tiene influencia en el contenido de carbono de los sedimentos acumulados y, por tanto, también en las rutas de transferencia de material orgánico.

Con base en lo anterior, el objetivo de este trabajo consiste en determinar la tasa de sedimentación en diferentes tipos ecológicos de manglar en un área de la Península de Yucatán y su variación en el contenido de carbono orgánico.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El sitio de estudio se ubica al noroeste de la Península de Yucatán en México y forma parte de la Reserva de la Biósfera Ría Celestún (RBRC), la cual tiene una extensión de 81 482.33 ha. La región presenta una gran diversidad de ambientes con vegetación acuática sumergida, dunas costeras, manglar, laguna costera, pastizales inundables y selva baja. El manglar cubre alrededor de 22 800 ha, destacando el manglar de tipo franja y el de tipo chaparro dominados por *Rhizophora mangle*.

Geomorfológicamente está caracterizada por calizas del terciario con alto potencial de infiltración, lo cual provoca la ausencia de cuerpos de agua superficiales (Batllori-Sampedro, 1995), excepto algunos de los numerosos manantiales que proveen agua dulce. Los suelos tienen características calizo-cársticas de poca profundidad y topográficamente tiene una pendiente menor al 1% (SEMARNAT, 2000). El clima es predominantemente semiseco con lluvias en verano, la precipitación promedio anual es de 767 mm. Celestún presenta una laguna costera con un gradiente espacial y temporal de salinidad.

Dentro de los límites de la RBRC se hace uso de los recursos naturales, ya sea para autoconsumo o de manera indirecta a través de la pesca, extracción de sal y proyectos de ecoturismo. Las amenazas identificadas incluyen pérdida de manglares y de vegetación acuática sumergida, asolvamiento y eutrofización de la laguna, sin embargo, es considerada una zona aún con buen grado de conservación (SEMARNAT, 2000; Herrera-Silveira, 2006).

Metodología

Durante 2015 y 2019 se muestrearon parcelas permanentes que representan diferentes tipos ecológicos de mangar (franja, cuenca, chaparro y petén), los cuales se encuentran distribuidos con respecto al gradiente de salinidad de la laguna y desde el borde de la laguna hacia tierra adentro (Figura 1).

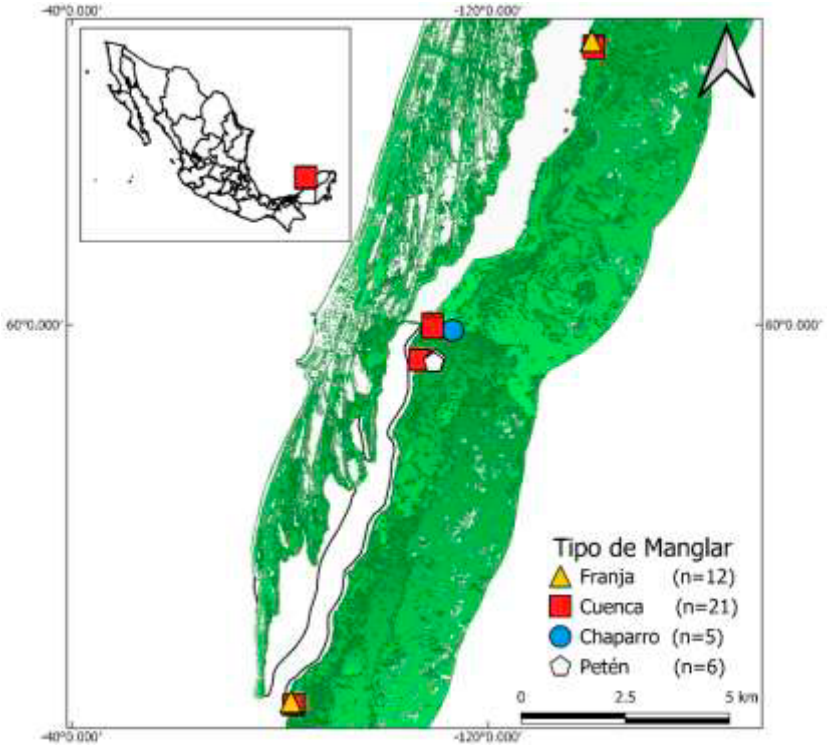

Figura 1. Localización del área de estudio y distribución espacial de los tipos ecológicos de manglar muestreados.
n representa el número de parcelas muestreadas por tipo.

Para determinar la tasa de sedimentación, en cada parcela se colocaron 5 trampas de sedimento a nivel del suelo. Estas trampas fueron construidas utilizando papel filtro sobre cajas de Petri de 8.2 cm de diámetro y utilizando mallas de metal como protección. Las trampas se dejaron expuestas en campo durante un mes y posteriormente fueron colectadas y llevabas a laboratorio para obtener el peso seco de los sedimentos captados, después de mantenerse en la estufa a 60 °C durante 72 h. La tasa de sedimentación fue calculada mediante la relación entre el peso seco del sedimento colectado, el área del filtro y el tiempo de exposición del colector en días de acuerdo con la ecuación 1 (Adame *et al*., 2010):

$$Tasa\ de\ sedimentación\ (g\ cm^{-2} día^{-1}) = \frac{peso\ filtro\ t_1(g) - peso\ filtro\ t_0(g)}{área\ del\ filtro\ (cm^2) * número\ de\ días} \quad (1)$$

Para determinar el contenido de carbono orgánico en los sedimentos, en cada parcela permanente se colectó la capa superficial (0-15 cm de profundidad) utilizando un dispositivo de metal con diámetro de 5.25 cm. Las muestras fueron caracterizadas y secadas en horno a 70 °C durante 72 h. El contenido de C (%) del sedimento se determinó en un autoanalizador elemental modelo Flash-EA-1112, utilizando de 20 a 30 mg de muestra previamente molida y homogeneizada. El contenido de carbono orgánico se determinó a partir de la diferencia entre carbono total y carbono inorgánico. El segundo se obtuvo mediante el método de ignición (LOI).

Resultados y Discusión

La tasa de sedimentación promedio para los manglares de Celestún es de 0.18±0.06 g cm^{-2} $año^{-1}$. El valor más alto fue registrado en los manglares de franja (0.32±0.09 g cm^{-2} $año^{-1}$) y el más bajo en los manglares de petén (0.05±0.03 g cm^{-2} $año^{-1}$). De manera similar a estos resultados, Adame *et al*. (2010) también reportan valores más altos de sedimentación en los manglares de franja con respecto a otros grupos de manglar. La disminución en la tasa de sedimentación se refleja en el gradiente espacial determinado por la distribución de los tipos ecológicos de manglar en Celestún, desde los manglares de franja hacia los manglares de peten, tierra adentro (Cuadro 1). Sin embargo, debido a su configuración

geomorfológica kárstica los valores de sedimentación en esta zona que varían de 0.001 a 0.59 g cm^{-2} $año^{-1}$ son bajos con respecto a los manglares con rangos de marea de hasta 3 m y dinámica de ríos (Walsh y Nittrouer, 2004).

Cuadro 1. Tasa de sedimentación (g cm^{-2} $año^{-1}$) en distintos tipos ecológicos de manglares.

Tipo de manglar	Tasa de sedimentación (g cm^{-2} $año^{-1}$)				
	n	Promedio	D.E.	Mín	Máx
Franja	57	0.32	0.09	0.01	5.59
Cuenca	99	0.16	0.04	0.04	1.36
Chaparro	25	0.09	0.05	0.01	1.11
Petén	27	0.05	0.03	0.01	0.54
Total	208	0.18	0.06	0.03	5.59

El contenido de carbono total en los sedimentos superficiales de los manglares de Celestún es superior en los manglares de tipo Petén (34.43%) con respecto a los otros tipos ecológicos, mientras que la menor proporción se presenta en manglares de franja (23.92%). El contenido de carbono orgánico tiene un comportamiento similar (Cuadro 2).

Cuadro 2. Contenido de Carbono Total (% CT) y Carbono Orgánico (% CO) en sedimentos superficiales por tipo ecológico de manglar.

Tipo de manglar	n	Carbono Total ± DS (%)	Carbono Orgánico ± DS (%)
Franja	20	23.92 ± 4.80	19.76 ± 5.48
Cuenca	20	24.42 ± 5.36	21.77 ± 5.43
Chaparro	16	24.41 ± 4.10	20.59 ± 5.23
Petén	5	34.43 ± 1.44	32.97 ± 1.44
Total	61	25.07 ± 5.36	21.72 ± 6.16

Existe una relación inversa entre la tasa de sedimentación y el contenido de carbono orgánico en los sedimentos de los manglares. Los manglares de franja tienen la capacidad de captar mayor cantidad de sedimentos por área y tiempo, sin embargo, únicamente el 19.76% corresponde a carbono orgánico. Por lo contrario, los manglares de petén tienen una baja tasa de sedimentación con respecto a los otros tipos ecológicos pero el 33% de ese sedimento superficial corresponde a carbono orgánico (Figura 2). En este sentido, cobra vital importancia la dinámica hidrológica local, donde el oleaje permite el ingreso de sedimentos arenosos hacía los manglares de franja. Estos tipos de sedimento, con base en su densidad aparente, suelen ser más gruesos y pesados. Contrario lo que sucede con los manglares de petén, donde la frecuencia de inundación suele ser menor y asociada a la dinámica de los manantiales y sedimentos finos.

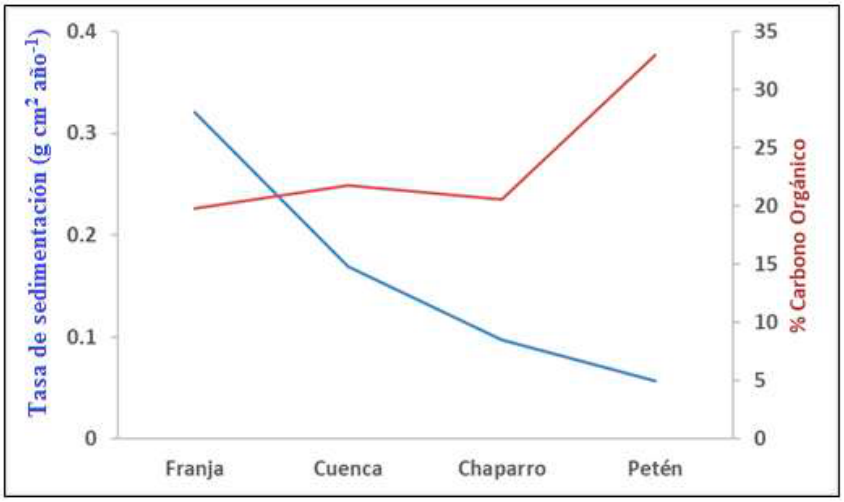

Figura 2. Relación entre la tasa de sedimentación (g cm^{-2} $año^{-1}$) y el contenido de carbono orgánico (%) en distintos tipos ecológicos de manglares.

Conclusiones

Los manglares de Celestún que se desarrollan en un escenario kárstico presentan bajas tasas de sedimentación comparados con manglares sujetos a otras características morfológicas e hidrodinámicas como su ubicación en bordes de ríos caudalosos o los asociados a rangos de mareas mayores a 3 m.

En este estudio queda de manifiesto que en la región los manglares de tipo franja capturan más sedimento por centímetro cuadrado por año. Sin embargo, los sedimentos de los manglares de petén tienen mayor contenido de carbono orgánico.

El conocimiento de la dinámica del carbono en los sedimentos de manglar debe complementarse estudiando las fuentes de dichos sedimentos y los factores hidrológicos, estructurales y fisicoquímicos que intervienen en la sedimentación en los diferentes tipos ecológicos de manglar. Así como los efectos que tiene este proceso en la elevación del suelo para hacer frente al incremento del nivel medio del mar.

Literatura citada

Adame, M. F., D. Neil., S. F. Wright and C. E. Lovelock. 2010. Sedimentation within and among mangrove forests along a gradient of geomorphological settings. Estuarine, Coastal and Shelf Science 86:21-30.

Batllori-Sampedro E. 1995. Problemática ambiental generada por el desarrollo costero de Yucatán. En: Peraza G. M. (Coord.). Procesos territoriales de Yucatán. Universidad Autónoma de Yucatán. Mérida, Yuc, Méx.

Ellison, J. C. 2012. Climate Change Vulnerability Assessment and Adaptation Planning for Mangrove Systems. World Wildlife Fund (WWF). Washington, DC.

Herrera-Silveira, J. A. 2006. Lagunas costeras de Yucatán (SE, México): Investigación, diagnóstico y manejo. Ecotropicos 19:94-108.

Lewis, W. M. 1995. Wetlands: Characteristics and Boundaries. The National Academies Press. Washington, DC.

Lugo, A. E. and S. C. Snedaker. 1974. The ecology of mangroves. Annual review of ecology and systematics 5:39-64.

SEMARNAT (Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales). 2000. Programa de manejo Reserva de la Biosfera Ría Celestún. Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas. México, D.F. 191 p.

Thom, B. G. 1982. Mangrove ecology: a geomorphological perspective. (pp. 3-18). *In*: Clought, B.F. (ed.). Mangrove ecosystems in Australia, structure, function and management. Australian National University Press. Australia.

Twilley, R. R. and V. H. Rivera-Monroy. 2009. Ecogeomorphic models of nutrient biogeochemistry for mangrove wetlands. (pp. 641-683). *In*: Perillo, G. M. E., E. Wolanski., D. R. Cahoon and M. M. Brinson (eds.). Coastal wetlands: an integrated ecosystem approach. Elsevier. Amsterdam. 641 p.

Walsh, J. P. and C. A Nittrouer. 2004. Mangrove-bank sedimentation in a mesotidal environment with large sediment supply, Gulf of Papua. Marine Ecology 208:225-248.

Woodroffe, C. D., K. Rogers, K. L. McKee., C. E. Lovelock., I. A. Mendelssohn and N. Saintilan. 2016. Mangrove Sedimentation and Response to Relative Sea-Level Rise. Annual Review of Marine Sciences 8:243-266.

4.12. Floculación de materia orgánica disuelta fluvial al mezclarse con agua de mar en la costa

Sampedro-Ávila José Ernesto[1] y Maske Helmut[1]

[1]Departamento de Oceanografía Biológica, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. Carretera Ensenada-Tijuana 3918, Zona Playitas, C.P. 22860, Ensenada, Baja California, México.
Autor para correspondencia: sampedro@cicese.edu.mx

Resumen

La materia orgánica disuelta fluvial que es transportada por los ríos, es exportada en las costas, donde la materia orgánica disuelta se mezcla con el agua de mar y se flocula, es decir que forma agregados, debido al incremento en la concentración de los cationes disueltos, Ca^{2+} y Mg^{2+}. La transformación de los compuestos orgánicos disueltos a la fase particulada implica cambios en sus funciones ecológicas, como es la disponibilidad como sustrato físico y nutritivo para microbios organótrofos, y en su potencial de hundimiento, especialmente después que los flóculos se agregan a otras partículas orgánicas e inorgánicas. Proponemos que estos procesos pueden ser parcialmente responsables de la formación de déficits de oxígeno en zonas costeras cerca de desembocaduras de ríos. En la actualidad se conoce poco acerca de la contribución de estos flóculos para la formación de hipoxia costera en lo que se conocen como "zonas muertas". Este trabajo realiza una revisión de la escaza información publicada sobre este tema y presenta resultados preliminares de experimentos de laboratorio donde se mezcló agua dulce y agua de mar para observar la formación de flóculos. Los resultados mostraron en su mayoría concentraciones de flóculos por encima de lo esperado para un comportamiento conservativo de carbono y nitrógeno orgánico particulado, indicando un cambio de la fase disuelta a la fase particulada, como se esperaría cuando la materia orgánica del agua dulce se mezcla con agua de mar.

Palabras clave: *carbono orgánico disuelto; floculación; respiración aeróbica microbiana; hipoxia costera.*

Abstract

Dissolved organic matter that is transported by rivers is exported into coastal waters, where the dissolved organic matter mixes with seawater and flocculates, which are aggregates formed due to an increase of dissolved cations, Ca^{2+} and Mg^{2+}. The transformation of dissolved organic compounds into the particulate phase implies changes in its ecological functions, for example its availability as physical and nutritive substrate for organotrophic microbes, and its potential to sink, especially after the flocculates aggregate other inorganic and organic particles. We propose that these processes may be partially responsible for the formation of oxygen deficits in coastal zones close to river mouths. Currently little is known about the contribution of these flocculates to the formation of coastal hypoxia in the well-known "dead zones". This work reviews the little published information on this topic and presents preliminary results from laboratory experiments where we mixed freshwater and seawater to observe the formation of flocculates. The results mostly showed flocculate concentrations above the concentration expected for conservative particulate organic carbon and nitrogen indicating phase change from the dissolved to the particulate phase, as expected when riverine dissolved organic matter mixes with seawater.

Key words: *dissolved organic carbon; flocculation; microbial aerobic respiration; coastal hypoxia.*

Introducción

Los ríos que desembocan en la costa transportan altas concentraciones de nutrientes y sólidos suspendidos de origen continental. Debido a que la turbidez del agua en el río es alta, la luz no penetra en el agua con facilidad para promover la fotosíntesis del fitoplancton y permitir que consuma los nutrientes, por lo que se conservan río abajo. Por lo contrario, en el mar la luz penetra más profundamente y la productividad primaria está limitada por la disponibilidad de nutrientes. Cuando el agua del río con su alta concentración de nutrientes drena sobre la costa, se crea una zona de interfase con alta concentración de nutrientes y penetración de luz más profunda que suporta una alta productividad primaria y formación de materia orgánica particulada a partir de la biomasa de fitoplancton (Middelburg, 2019).

Debido a que las partículas orgánicas tienden a hundir y funcionan como sustrato orgánico para la respiración aeróbica microbiana, la alta producción frente a las desembocaduras de ríos se ha asociado con los déficits de oxígeno disuelto en el agua, especialmente cerca del fondo marino. El incremento en la carga de nutrientes en ríos en los últimos décadas sería responsable para el aumento de los zonas costeras hipóxicas en las últimas décadas (Diaz y Rosenberg, 2008). Estos sitios hipóxicos conocidos "zonas muertas", comúnmente se delimitan cuando la concentración de oxígeno disuelto es menor a 63 µmoles O_2 L^{-1}. Sin embargo, el valor en la concentración de oxígeno disuelto que define más precisamente a la hipoxia costera en realidad es variable, debido a que depende del valor límite de oxígeno disuelto que afecta a las comunidades costeras (Vaquer-Sunyer y Duarte, 2008), incluyendo a la diversidad de la comunidad microbiana (Jessen *et al.*, 2017).

Esta perspectiva de libro de texto sobre la formación de las zonas muertas no considera la formación de flóculos orgánicos en la zona de interface entre río y mar. Los nutrientes inorgánicos no son los únicos compuestos disueltos aportados por los ríos que pueden causar un incremento de materia orgánica particulada. Los ríos descargan una cantidad de compuestos orgánicos de ~$400x10^{12}$ g C $año^{-1}$ (Hedges *et al.*, 1997; Schlünz y Schneider, 2000), de los cuales más de la mitad se encuentra en fase disuelta (Meybeck, 1982). Por esta razón, gran parte de la materia orgánica disuelta en el océano tiene origen continental (Artemev, 1996). Cuando la materia orgánica disuelta se mezcla con el agua de mar se forman flóculos, debido a que la concentración de cationes (ej. Ca^{2+}, Mg^{2+}) incrementa y causa que las fuerzas electrostáticas de repulsión entre las moléculas disueltas disminuyan, permitiendo interacciones física débiles de tipo Van Der Waals entre las moléculas disueltas para formar partículas (Sholkovitz, 1976; Furukawa *et al.*, 2014). Las partículas orgánicas generadas a través de la floculación pueden tener tasas de hundimiento altas, funcionar como sustrato orgánico para la respiración aeróbica microbiana, y de esta manera contribuir a la hipoxia costera especialmente en el fondo marino. El objetivo de este trabajo es realizar una revisión de la información publicada relacionada con la importancia de la floculación de materia orgánica fluvial para la respiración aeróbica microbiana, y su contribución a la hipoxia costera.

La salinidad del agua de mar modifica las condiciones fisicoquímicas de tal manera que no sólo puede afectar a la floculación durante la mezcla con agua fluvial por el incremento de cationes, sino que además interactúan otros parámetros en el agua como el pH y la temperatura (Chenar *et al.,* 2013). En los últimos años se ha estudiado el efecto de estos parámetros para la formación de partículas en el mar del tipo de geles (Chen *et al.*, 2015; Baltar *et al.*, 2016). Los geles marinos son partículas formadas por redes de polímeros libres que se ensamblan espontáneamente a través de interacciones débiles con cationes de Ca^{2+} (Verdugo, 2012), por lo que podrían ser favorecidos con la mezcla de agua de mar. Estudios experimentales de laboratorio han encontrado que una disminución de 0.3 unidades de pH respecto al valoren el agua de mar *in situ* tiene un efecto en el incremento de geles (Baltar *et al*., 2016). Estos autores sugieren que la disminución de pH causa la disociación de sales de calcio (ej. carbonato y fosfato), lo que favorece la disponibilidad de iones de Ca^{2+} para la formación de geles. En combinación con el pH, la temperatura del agua también afecta el ensamblaje de geles, ya su formación y persistencia disminuye

al incrementar la temperatura (Chen *et al*., 2015). Sin embargo, contrario a lo esperado por los resultados obtenidos por Baltar *et al*. (2016), Chen *et al.* (2015) encontraron que el umbral de temperatura a la que los geles se desensamblan disminuye cuando el pH también disminuye (ej. 32 °C en pH 8.2, a 28 °C en pH 7.5). El tamaño de los geles también depende de esta sinergia entre temperatura y pH, variando en un intervalo de tamaños continuo desde la fase particulada hacia la disuelta (desde 8 hasta 0.5 µm), cuando estas dos variables disminuyen. En experimentos con condiciones controladas de una tesis de maestría se demostró que existe un balance dinámico en este continuo de tamaños entre la fase particulada y la fase disuelta, por lo que espontáneamente se producen partículas de las fracciones de tamaño que previamente se habían eliminado por filtración del agua (Valdés-Villaverde, 2018).

La temperatura y el pH también tienen un efecto en la ecología de las comunidades microbianas asociadas a las partículas orgánicas. El consenso general es que el incremento de la temperatura acelera las tasas metabólicas microbianas (Gobler y Baumann, 2016), lo que causaría un incremento en el consumo de oxígeno por la respiración microbiana aeróbica. Sin embargo, algunos autores han demostrado que esta correlación únicamente ocurre cuando los microbios no se encuentran limitados por sustrato (López-Urrutia y Morán, 2007; Maske *et al.*, 2017), lo que no ocurre frecuentemente en la naturaleza. La intervención del pH en la ecología microbiana se ha observado en variaciones en la diversidad de las comunidades del fondo marino en zonas hipóxicas (Jessen *et al*., 2017). El impacto ecológico de la floculación de materia orgánica fluvial depende de la cinética de transformación de la materia orgánica. Por ejemplo, la transformación rápida de los compuestos orgánicos disueltos de un río hacia la fase particulada puede inducir su hundimiento rápido, que causaría la acumulación de compuestos orgánicos en el fondo cercano al río. Por el contrario, si el proceso de floculación es lento, los compuestos orgánicos se mantienen suspendidos y podrían viajar más lejos de la plataforma continental (Furukawa *et al*., 2014).

El proceso de floculación de materia orgánica disuelta en desembocaduras de ríos no es dependiente únicamente de las propiedades fisicoquímicas del agua, sino que también depende de la estructura química de los compuestos orgánicos precursores de la floculación, además que este proceso no es linealmente proporcional a la concentración de dichos precursores (Furukawa *et al.,* 2014). Podría existir cierta una interacción de la materia orgánica disuelta fluvial con otros compuestos disueltos durante el proceso de floculación. Se ha estudiado la floculación de diferentes compuestos orgánicos (ej. ácidos húmicos, biopolímeros) e inorgánicos (ej. Fe, Mn, Al, Cu, Ni, Zn, Pb, P, Si), cerca de desembocaduras de ríos en diferentes regiones y en experimentos de laboratorio con mezcla de agua de mar (Sholkovitz, 1976; Droppo *et al.*, 1998; *Chenar et al*., 2013; Asmala *et al.*, 2014; Furukawa *et al.*, 2014). Sin embargo, la literatura sobre la floculación no es consistente, debido a que la ocurrencia de este proceso no se ha documentado en algunas ocasiones (Sholkovitz *et al.*, 1978; Li *et al.*, 2018). Estas inconsistencias podrían deberse tanto a la estructura química de los compuestos disueltos precursores, como al efecto de las condiciones ambientales del sitio (ej. pH, temperatura, energía turbulenta) sobre la floculación. En la actualidad, los mecanismos que controlan la transformación de materia orgánica disuelta en material particulado no se conocen por completo, al igual que el impacto de esta transformación de fase de la materia orgánica para la ecología costera.

Materiales y Métodos

Para todos los experimentos de laboratorio se utilizó agua de mar de 900 m de profundidad del Océano Pacífico (32° N, 118° O), que se mezcló en diferentes proporciones con agua dulce del arroyo La Misión (32.1° N, 116.8° O), del Sweetwater Reservoir (32.7° N, 117° O) y de la presa Emilio López Zamora (31.9°, 116.6° O). El agua de mar y el agua dulce se filtraron previamente con GFF (experimentos con agua de La Misión y de Sweetwater) y GF75 (experimento con agua de la presa) con baja presión (Figura 1), y se mezclaron durante 10 minutos en diferentes proporciones entre 40 y 95% en los diferentes

experimentos. Posteriormente se dejaron durante 1 h en algunos experimentos y 24 h en otros, para permitir la floculación de la materia orgánica disuelta, y se filtró de nuevo esta mezcla de agua con los mismos filtros para recuperar las partículas formadas y cuantificar la concentración de carbono orgánico particulado (POC, por sus siglas en inglés) y nitrógeno orgánico particulado (PON, por sus siglas en inglés). El agua de mar y el agua dulce utilizada en cada experimento se manipularon y analizaron de la misma manera que su mezcla, para utilizar sus resultados como miembros terminales para conocer el comportamiento conservativo esperado de las diferentes proporciones de mezcla. La materia orgánica particulada recuperada en los filtros después de la mezcla de agua de mar con agua dulce, se cuantificó con un autoanalizador CHN (Vario MICRO Cube, Elementar, Alemania).

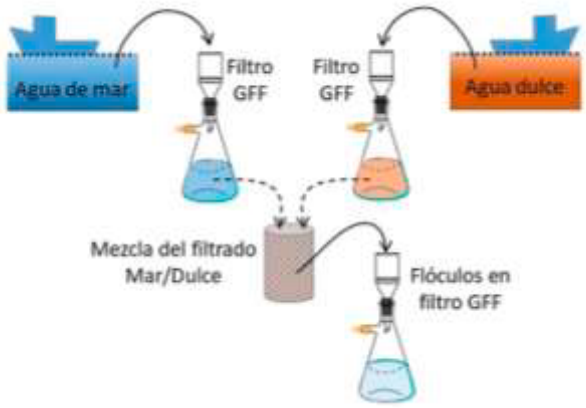

Figura 1. Secuencia de colecta del agua de mar y agua dulce para los experimentos, filtración previa a la mezcla de ambas fuentes de agua y filtración del material particulado para los análisis de POC y PON.

Resultados y Discusión

Los valores de concentración de POC de las diferentes proporciones de mezcla de agua de mar con agua del Arroyo La Misión, tuvieron un comportamiento conservativo (Figura 2A). En contraste, las mezclas de agua de mar con agua de Sweetwater Reservoir (Figs. 2B-2C) y de la Presa Emilio López Zamora (Figura 2D), tuvieron valores mayores a la línea de mezcla esperada para un comportamiento conservativo, lo que sugirió que hubo una adición de POC como producto de la floculación de DOP de agua dulce cuando incrementó la concentración de cationes. Los resultados de PON tuvieron un comportamiento similar al POC en todos los experimentos (datos no mostrados). El hecho de que en un experimento no se haya producido POC (Figura 2A) y PON y sí haya ocurrido en otros tres que se realizaron con diferente fuente de agua dulce (Figura 2B-2D), indica que la floculación depende de la composición molecular de la materia orgánica disuelta de origen continental. Esto podría explicar que algunos autores no hayan documentado el proceso de floculación en estudios relacionados con la mezcla de agua dulce y agua de mar (Mantoura y Woodward, 1983; Furukawa *et al.*, 2014). Furukawa *et al.* (2014) reportaron que la materia orgánica disuelta rica en ácidos húmicos se floculó en poca proporción al mezclarse con agua costera.

Debido a que los valores de POC medidos en el agua dulce sin mezclar fueron similares en todos los experimentos, la floculación no dependió de la concentración inicial de estas partículas. La floculación más alta ocurrió en las proporciones de mezcla entre 70 y 85% (salinidad ~7), y con mayor efecto 24 h después de la mezcla. A partir de lo último se pudo interpretar que necesita transcurrir cierto tiempo para que se presente la floculación, lo que sería relevante para que el material floculado tuviera la oportunidad de hundirse en una distancia cercana a la fuente de agua dulce (Zajączkowski, 2008). Asmala *et al*. (2014) encontraron los valores máximos de floculación de DOC en salinidades más bajas, sin embargo, ellos utilizaron agua de mar artificial con salinidad de 110 y agitación constante en sus experimentos.

En los experimentos del presente trabajo únicamente se evaluó la floculación de la materia orgánica disuelta, ya que las partículas preexistentes en ambas fuentes de agua fueron filtradas previamente a la mezcla. Se esperaría que las partículas orgánicas e inorgánicas presentes de manera natural en las dos fuentes de agua contribuyeran para incrementar la floculación de materia orgánica disuelta.

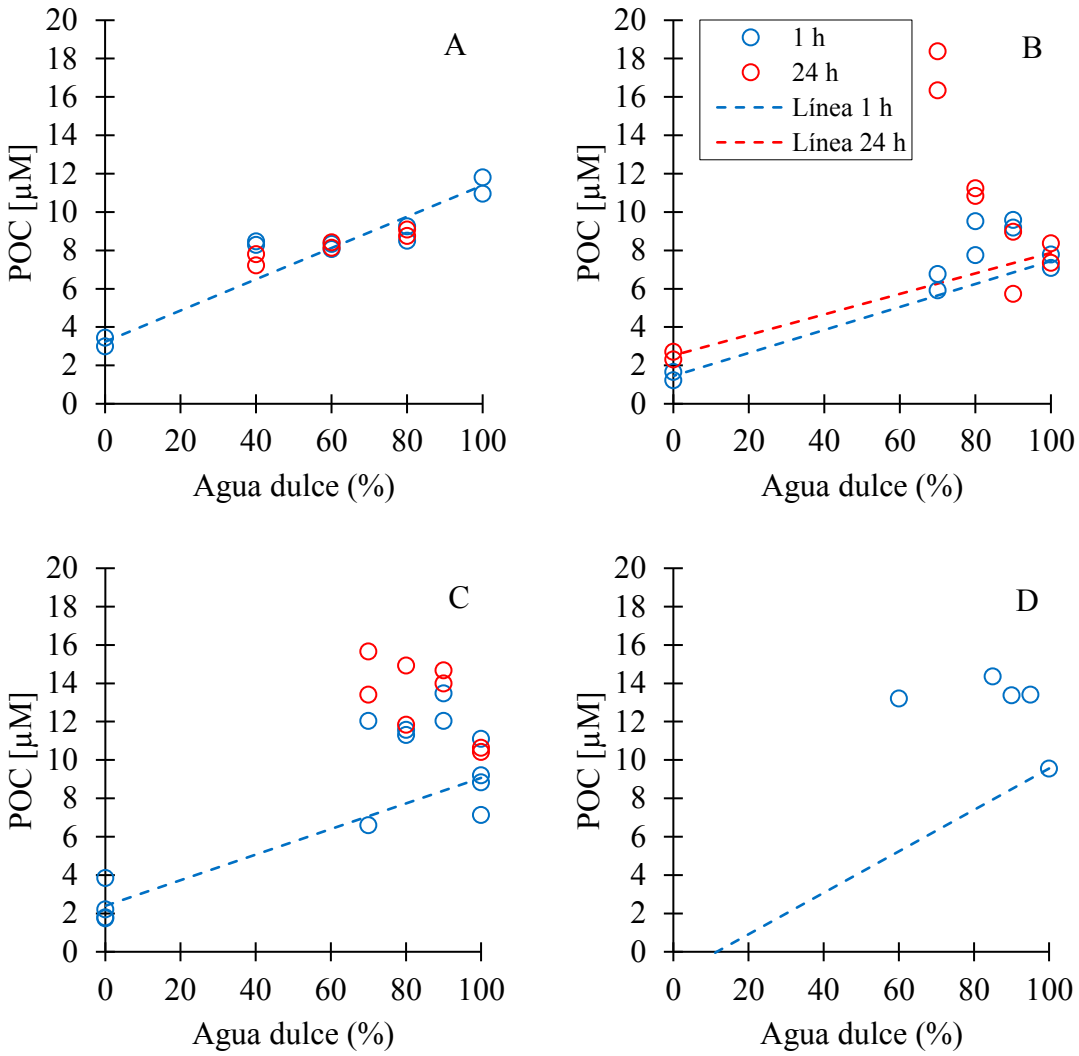

Figura 2. Concentración de POC [µM] cuantificado en la mezcla de agua de mar de 900 m de profundidad, con agua dulce del arroyo La Misión (A), de Sweetwater Reservoir (B-C) y de la presa Emilio López Zamora (D).
Los círculos azules representan la medición de POC después de 1 h de la mezcla de agua y los círculos rojos después de 24. Las líneas punteadas representan la línea de mezcla conservativa con los mismos colores para el tiempo correspondiente, obtenidas a partir del promedio de los miembros terminales.

Conclusiones

La materia orgánica disuelta en los ríos tiende a formar agregados orgánicos cuando el agua de ríos se mezcla con agua de mar. Los factores ambientales que regulan este proceso de floculación son poco conocidos y tampoco se sabe qué ocurre con estos agregados posteriormente a su formación, su importancia en el flujo vertical de la materia orgánica, cómo interactúan con la ecología microbiana, y en la formación de zonas de hipoxia costera. La escaza información publicada sugiere que la composición molecular de la materia orgánica disuelta tiene influencia en la formación de los flóculos. La cinética de

la formación de floculos puede ser determinante para que las partículas se hundan suficientemente rápido para permitir que se acumulen en el sedimento y tengan efectos en la ecología costera.

Agradecimientos

Agradecemos por el financiamiento parcial para este trabajo al proyecto de Ciencia Básica CONACyT CB2017-2018 (A1-S-26689) y al proyecto ConTex 2019-63B. Además, al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca nacional para estudios de doctorado.

Literatura citada

Artemev, V. E. 1996. Geochemistry of organic matter in river-sea systems. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 1st edition 190 pp.

Asmala, E., D. G. Bowers, R. Autio, H. Kaartokallio, and D. N. Thomas. 2014. Qualitative changes of riverine dissolved organic matter at low salinities due to flocculation. Journal of Geophysical Research G: Biogeosciences 119: 1919–1933. doi:10.1002/2014JG002722

Baltar, F., K. Currie, M. Meyer, and P. Verdugo. 2016. Proportion of marine organic carbon present in self-assembled gels along the subtropical front and its increase in response to reduced pH. Marine Chemistry 184: 53–59. doi:10.1016/j.marchem.2016.05.014

Chen, C. S., J. M. Anaya, E. Y. T. Chen, E. Farr, and W. C. Chin. 2015. Ocean Warming-Acidification Synergism Undermines Dissolved Organic Matter Assembly. PLoS ONE 10: 1–9. doi:10.1371/journal.pone.0118300

Chenar, S. S., A. Karbassi, N. H. Zaker, and F. Ghazban. 2013. Electroflocculation of Metals during Estuarine Mixing (Caspian Sea). Journal of Coastal Research 289: 847–854. doi:10.2112/JCOASTRES-D-11-00224.1

Diaz, R. J., and R. Rosenberg. 2008. Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems. Science 321: 926–929. doi:10.1126/science.1156401

Droppo, I., D. Jeffries, C. Jaskot, and S. Backus. 1998. The Prevalence of Freshwater Flocculation in Cold Regions: A Case Study from the Mackenzie River Delta, Northwest Territories, Canada. 51: 155–164.

Furukawa, Y., A. H. Reed, and G. Zhang. 2014. Effect of organic matter on estuarine flocculation: A laboratory study using montmorillonite, humic acid, xanthan gum, guar gum and natural estuarine flocs. Geochemical Transactions 15: 1–9. doi:10.1186/1467-4866-15-1

Gobler, C. J., and H. Baumann. 2016. Hypoxia and acidification in ocean ecosystems: Coupled dynamics and effects on marine life. Biology Letters 12. doi:10.1098/rsbl.2015.0976

Hedges, J. I., R. G. Keil, and R. Benner. 1997. What happens to terrestrial organic matter in the ocean? Organic Geochemistry 27: 195–212. doi:10.1016/S0146-6380(97)00066-1

Jessen, G. L., A. Lichtschlag, A. Ramette, S. Pantoja, P. E. Rossel, C. J. Schubert, U. Struck, and A. Boetius. 2017. Hypoxia causes preservation of labile organic matter and changes seafloor microbial community composition (Black Sea). Science Advances 3. doi:10.1126/sciadv.1601897

Li, X., Z. Liu, W. Chen, L. Wang, B. He, and K. Wu. 2018. Production and Transformation of Dissolved and Particulate Organic Matter as Indicated by Amino Acids in the Pearl River Estuary, China. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences 123: 3523–3537. doi:10.1029/2018JG004690

López-Urrutia, Á., and X. A. G. Morán. 2007. Resource limitation of bacterial production distorts the temperature dependence of oceanic carbon cycling. Ecology 88: 817–822. doi:10.1890/06-1641

Mantoura, R. F. C., and E. M. S. Woodward. 1983. Conservative behaviour of riverine dissolved organic carbon in the Severn Estuary: chemical and geochemical implications. Geochimica et Cosmochimica Acta 47: 1293–1309. doi:10.1016/0016-7037(83)90069-8

Maske, H., R. Cajal-Medrano, and J. Villegas-Mendoza. 2017. Substrate-limited and -unlimited coastal microbial communities show different metabolic responses with regard to temperature. Frontiers in Microbiology 8. doi:10.3389/fmicb.2017.02270

Meybeck, M. 1982. Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers. American Journal of Science 282: 401–450. doi:10.2475/ajs.282.4.401

Middelburg, J. J. 2019. Marine Carbon Biogeochemistry A Primer for Earth System Scientists,.

Orellana, M. V., and P. Verdugo. 2003. Ultraviolet radiation blocks the organic carbon exchange between the dissolved phase and the gel phase in the ocean. Limnology and Oceanography 48: 1618–1623. doi:10.4319/lo.2003.48.4.1618

Schlünz, B., and R. R. Schneider. 2000. Transport of terrestrial organic carbon to the oceans by rivers: re-estimating flux- and burial rates. International Journal of Earth Sciences 88: 599–606. doi:10.1007/s005310050290

Sholkovitz, E., E. Boyle, and N. Price. 1978. The removal of dissolved humic acids and iron during estuarine mixing. Earth and Planetary Science Letters 40: 130–136. doi:10.1016/0272-7714(83)90104-X

Sholkovitz, E. R. 1976. Flocculation of dissolved organic and inorganic matter during the mixing of river water and seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta 40: 831–845. doi:10.1016/0016-7037(76)90035-1

Valdés-Villaverde, P. J. 2018. Exploración metodológica del potencial de formación de geles marinos. Tesis de Maestría. 73 pp.

Vaquer-Sunyer, R., and C. M. Duarte. 2008. Thresholds of hypoxia for marine biodiversity. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 105: 15452–15457. doi:10.1073/pnas.0803833105

Verdugo, P. 2012. Marine Microgels. Annual Review of Marine Science 4: 375–400. doi:10.1146/annurev-marine-120709-142759

Zajączkowski, M. 2008. Sediment supply and fluxes in glacial and outwash fjords: Kongsfjorden and Adventfjorden,Svalbard. Polish Polar Research 29: 59–72.

4.13. Variabilidad anual del estado de saturación de aragonita en una bahía naturalmente acidificada

Martínez-Fuentes Luz M.[1b]; Norzagaray-López Orión[1a*]; Hernández-Ayón Martín[1a]; Uribe-López Alicia[1a]; Valdivieso-Ojeda Jacob[1b]; Mejía-Trejo Adán[1b] y Barranco-Servín Linda[2]

[1]Instituto de Investigaciones Oceanológicas (IIO)[a] – Facultad de Ciencias Marinas (FCM)[b], Universidad Autónoma de Baja California (UABC). Carretera Tijuana-Ensenada 3917, CP 22860, Ensenada, Baja California, México.
[2]Laboratorio de Biodiversidad Marina y Cambio Climático (BIOMARCCA), Colegio de la Frontera Sur, Unidad Campeche, Av. Rancho Polígono 2-A, CP 24500, Campeche, Campeche.
Autor para correspondencia: orion.norzagaray@uabc.edu.mx

Resumen

El incremento de CO_{2gas} antropogénico tiene como consecuencia la acidificación del océano (AO), disminuyendo el pH y estado de saturación de aragonita (Ωar). Valores bajos de Ωar y pH tienen repercusiones negativas sobre corales. En Bahía de Los Ángeles, B.C. (BLA) habita el coral *Porites panamensis*; el sistema del CO_2 en BLA es controlado por la dinámica del Canal de Ballenas (CB): mezcla vertical acarreando a superficie agua profunda con bajo Ωar y pH. El propósito de este trabajo es conocer la variabilidad anual del pH_{Tot} y Ωar en BLA para 2018. Para esto, se recolectó agua de mar mensualmente en 12 estaciones. A las muestras se les midió la concentración de carbono y alcalinidad totales (±3µmol kg^{-1}) y se calculó el pH_{Tot} y Ωar. En 2018, el Ωar fue 2.69±0.70 (1.17-5.35) y el pH_{Tot} de 7.95±0.10 (7.62-8.39). Las condiciones entre verano e invierno fueron significativamente diferentes en Ωar (3.23±0.29 *vs*. 2.24±0.56; $t_{W,142}$=15.1; p<0.05), pero no en pH_{Tot} (7.97±0.08 *vs*. 7.96±0.10; $t_{W,120}$=1.21; p=0.22). La estacionalidad responde a surgencias intensificadas en CB durante invierno. La variabilidad del Ωar para meses invernales respondió a patrón espacial: zonas cercanas al CB presentaron bajo Ωar y zonas al interior presentaron florecimientos algales (consumo de carbono, alto Ωar). Nuestros resultados indican que *P. panamensis* en BLA se desarrolla en condiciones de Ωar consideradas subóptimas, sin embargo, su presencia sugiere adaptaciones locales-regionales. Por lo tanto, estudiar esta especie en BLA ofrece la oportunidad de evaluar la respuesta de otras poblaciones en un contexto de AO.

Palabras clave: *variabilidad estacional; estado de saturación de aragonita; procesos de surgencia; acidificación.*

Abstract

A consequence of the increase of anthropogenic $CO_{2\ gas}$ is acidification of the ocean (OA), decreasing pH and the saturation state of aragonite (Ωar). Low Ωar and pH values have negative repercussions on corals. In Bahía de Los Ángeles (B.C.; BLA) inhabits the coral *Porites panamensis*; the CO_2 system in BLA is controlled by the dynamics of the Canal de Ballenas (CB): vertical mixing that brings subsurface water, with low Ωar and pH, to surface. The purpose of this work was to know the annual variability of pH_{Tot} and Ωar in BLA during 2018. To achieve this, seawater was collected monthly in 12 stations. The total carbon and alkalinity concentration (± 3µmol kg^{-1}) were measured from the samples, and pH_{Tot} and Ωar were calculated. In 2018, the Ωar was 2.69 ± 0.70 (1.17-5.35) and the pHTot was 7.95 ± 0.10 (7.62-8.39). Conditions between summer and winter were significantly different with regard to Ωar (3.23 ± 0.29 *vs*. 2.24 ± 0.56; t_W, 142 = 15.1; p <0.05), but not for pHTot (7.97 ± 0.08 *vs*. 7.96 ± 0.10; t_W, 120 = 1.21; p = 0.22). Seasonality responded to intensified upwelling at CB during winter. The variability of Ωar during winter-months responded to a spatial pattern: areas close to the CB presented low Ωar, while areas at the interior presented algal blooms (carbon consumption, high Ωar). Our results indicate that *P. panamensis* in BLA develops in Ωar conditions considered suboptimal, however, its presence suggests

local-regional adaptations. Therefore, studying this species in BLA offers the opportunity to evaluate the response of other populations in an OA context.

Key words: *seasonal variability; saturation state of aragonite; upwelling processes; acidification.*

Introducción

La superficie del océano absorbe aproximadamente un tercio del exceso de $CO_{2\ gas}$ que es liberado a la atmósfera por causas antropogénicas, y una consecuencia directa es la disminución del pH y del estado de saturación de aragonita (Ωar) en la superficie del mar, o acidificación del océano (AO; Le Quéré *et al*., 2015). El pH es la concentración molar de la concentración del ion hidrógeno en escala logarítmica, mientras que el Ωar se calcula como el cociente del producto de la actividad del ion calcio (Ca^{2+}) y el ion carbonato en el agua de mar con respecto a estas mismas especies en una condición teórica saturada (K_{sp}; Dickson *et al*., 2007). Valores de Ωar > 1 indican que el sistema del CO_2 del agua de mar presenta condiciones que favorecen la formación de carbonato de calcio en forma de aragonita.

La AO es considerada una amenaza para los arrecifes de coral (IPCC, 2013), ya que una gran cantidad de estudios de laboratorio ha mostrado que la formación de sus exoesqueletos (*i.e.*, la tasa de calcificación) se ve comprometida bajo condiciones de bajo pH y/o Ωar (Allemand *et al*., 2011). Aunado a esto, estudios recientes sobre los efectos de la AO sobre la tasa de calcificación de corales indican que el mecanismo detrás de estos efectos negativos se basa en que el coral destina energía en mantener ciertos aspectos de la formación de su esqueleto (*e.g.*, crecer verticalmente), pero sacrificando otros (*e.g.*, densidad del material calcáreo depositado) y, por lo tanto, comprometiendo su resistencia (Tambutté *et al*., 2015; Mollica *et al*., 2018). Tal es el caso de especies de coral del género *Porites*, a las cuales, condiciones de AO afectan negativamente la densidad esqueletal, pero no su crecimiento, y se ha pronosticado que su densidad se verá disminuida en un ~20% (Tambutté *et al.*, 2015), volviéndolos frágiles y potencialmente vulnerables a la bioerosión y disolución (Norzagaray *et al.*, 2017).

El escenario anterior tiene potenciales repercusiones negativas a nivel ecosistémico, si bien algunas especies de coral son insensibles a condiciones de AO, la mayoría de los estudios apunta hacia un deterioro en la composición de la comunidad coralina y a un balance negativo entre los procesos de formación de arrecifes (calcificación de múltiples taxas) y procesos de destrucción natural (bioerosión y disolución), comprometiendo los servicios ecosistémicos que prestan estos ambientes. Con lo anterior en mente, resulta imperativo comprender los mecanismos fisiológicos que emplean estos organismos calcificadores para lidiar con escenarios futuros de OA. Pero primero debemos mejorar nuestro entendimiento de la variabilidad natural a la que estos organismos están adaptados, esto es, conocer la dinámica y controles del sistema del CO_2 a distintas escalas temporales y espaciales. Por lo anterior, este estudio tiene como propósito describir la variabilidad estacional del pH y Ωar durante un año en una bahía influenciada por procesos de surgencia y en la cual se desarrolla una población del coral *Porites panamensis*.

Materiales y Métodos

Área de estudio y colecta de muestras

El sitio de estudio es Bahía de los Ángeles (B.C.; BLA), una bahía que se encuentra ubicada en la zona de las grandes islas en la parte central del Golfo de California (Figura 1). Tiene ~ 16 km de largo y 6.4 km en su parte más ancha (Amador-Buenrostro *et al*., 1991) y se encuentra protegida por varias islas, las cuales la separan del Canal de Ballenas (CB). La bahía es somera, entre ~ 15 m en su parte interna a ~ 50 m en su conexión con la conexión oceánica (*i.e.*, el CB).

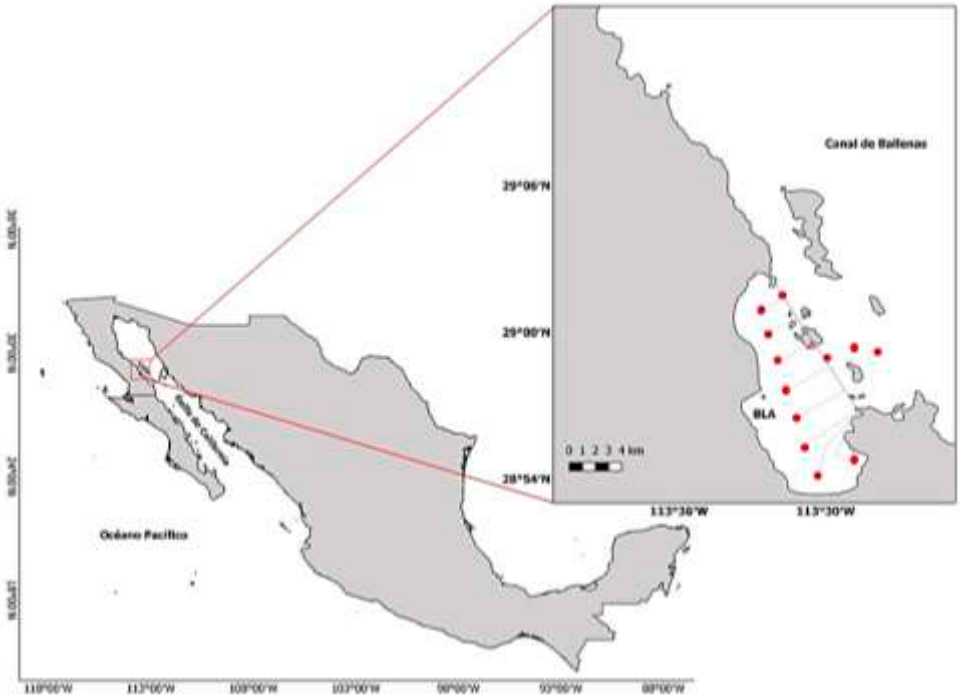

Figura 1. Localización de Bahía de los Ángeles (B.C.; BLA) en donde se muestra el transecto fijo para la colecta de muestras discretas (círculos rojos).
Se muestra también la distancia (líneas grises) que tiene cada estación con respecto al CB (línea azul).

Durante 2018 se recolectó agua de mar mensualmente en 12 estaciones a lo largo de un transecto fijo (Figura 1). En cada estación se colecto agua superficial y fondo (entre 16 a 25 m de profundidad) usando una botella Niskin, de la cual se transfirieron 120 mL a viales de borosilicato, en donde fue fijada y sellada siguiendo los estándares para análisis de muestras del CO_2 (Dickson *et al.*, 2007). Adicionalmente, a cada colecta se le midió la temperatura directamente de la botella Niskin usando un termómetro digital (± 0.015 °C; 4600, Precision Thermistor).

Análisis de variables del sistema del CO_2

En el laboratorio, a las muestras se les midió la concentración de carbono (CT) y alcalinidad total (AT), usando material certificado para asegurar una exactitud de ± 3µmol kg^{-1}, y la salinidad fue medida con salinómetro (± 0.1; YSI); con esta información se calculó el pH_{Tot} y Ωar con el software CO2SYS (Lewis *et al*., 1998) modificado por Orr *et al.* (2018) para el cálculo de su incertidumbre (± 0.013 y ± 0.15 unidades, respectivamente). Se usaron las constantes de disociación para carbonatos propuestas por Lueker *et al*. (2000). Para evaluar la variabilidad estacional, a partir de la serie de tiempo mensual del temperatura (Figura 2a), se identificaron los meses fríos (invierno; diciembre a mayo) y cálidos (verano; julio a octubre). Se contrastaron las medias de ambas temporadas usando la prueba estadística *t* de Welch. Finalmente, con el fin de evaluar si las variables medidas eran influenciadas por el CB, se calculó la distancia lineal (km) de cada estacion con respecto a la entrada de BLA usando el software Google Earth Pro (http://earth.google.com).

Resultados y Discusión

Durante el 2018, el Ωar promedio anual en BLA fue 2.69 ± 0.70 (promedio ± 1 desviación estándar; intervalo entre 1.17 a 5.35; Figura 2c) y el pH_{Tot} de 7.95 ± 0.10 (entre 7.62 a 8.39; Figura 2b); los valores

más bajos en Ωar fueron observados durante los meses fríos (invierno), en los cuales estuvieron relacionados en su mayoría con estaciones profundas y/o cercanas al CB (Figura 2c).

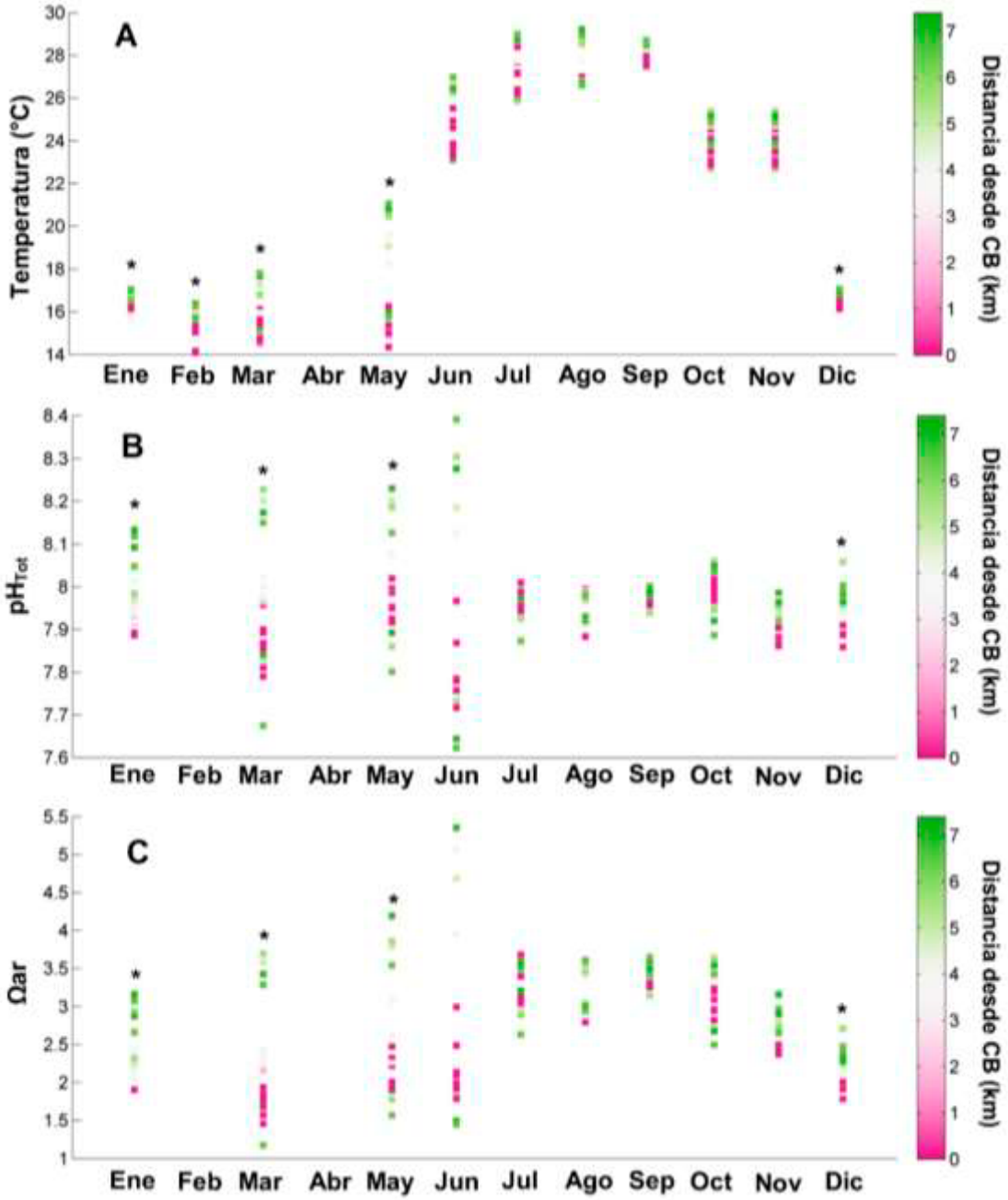

Figura 2. Valores mensuales observados para las 12 estaciones en BLA durante 2018.
Se muestran la temperatura (A), el pHTot (B) y Ωar (C). La escala de color indica la distancia de cada estación con respecto al CB junto a BLA. Los asteriscos indican los meses de la temporada fría del año (*i.e.*, invierno).

Las condiciones entre verano e invierno fueron significativamente diferentes con respecto al Ωar (3.23±0.29 *vs*. 2.24±0.56; $t_{W,142}$=15.1; p<0.05; Figura 3b), pero no para el pH_{Tot} (7.97±0.08 *vs*. 7.96±0.10; $t_{W,120}$=1.21; p=0.22; Figura 3a). La dispersión de los datos mensuales en Figura 2c sugiere que la variabilidad del Ωar para los meses invernales respondió a un patrón espacial, en donde las estaciones cercanas al CB (abundancia de puntos color magenta) presentaron valores relativamente más bajos de Ωar en comparación con zonas al interior (puntos verdes). Con respecto a los valores altos de Ωar al

interior de BLA durante el invierno, una potencial explicación es la presencia de florecimientos algales al interior de la bahía (Uribe *et al*., 2018; Martínez *et al*., en prep.), ya que, considerando que consumen especies del carbono (específicamente $CO_{2\ gas}$ y ion bicarbonato), promueven el aumento del ion carbonato, incrementándose así el Ωar. En cambio, durante los meses de cálidos no se observa un patrón espacial marcado. Sin embargo, aunque se hayan presentado valores de Ωar > 3 unidades, mayormente en verano y en algunas zonas durante el invierno, las condiciones cercanas a la subsaturación durante invierno pueden ser relevantes para la fisiología de calcificadores, y resalta la potencial importancia de estudiar aquellos mecanismos locales que promueven el aumento del estado de saturación, los cuales pueden servir como paliativo bajo condiciones adversas en ciertas temporadas del año.

Con respecto al sistema del CO_2 en BLA durante el invierno, se ha sugerido que es reflejo de la variabilidad del CB (Uribe *et al*., 2018; Martínez *et al*., en prep.), donde ocurre un proceso oceanográfico con influencia a escala regional: la mezcla vertical por mareas y viento (Hidalgo-González *et al*., 1997), la cual mezcla agua subsuperficial con el agua de la superficie. Esta condición tiene como consecuencia la presencia de agua con baja temperatura (~ 14 °C) y alto contenido de carbono inorgánico disuelto (~ 2200 µmol kg^{-1}; Hernández-Ayón *et al*., 2013). Lo anterior lo basamos en que la dinámica temporal del Ωar corresponde bien con los cambios observados en la temperatura, variable proxy de la influencia de agua subsuperficial fría. Este mecanismo ha sido reportado para arrecifes del sur del Pacífico Oriental (Costa Rica; Rixen *et al*., 2012), en donde dominan los procesos físicos, como las surgencias costeras. Sin embargo, lo anterior contrasta con los mecanismos que han sido propuestos para explicar la variabilidad estacional del CO_2 en atolones o arrecifes de barrera, en los cuales las variaciones estacionales del sistema de los carbonatos son controladas, ya sea por procesos biológicos (dominancia de procesos de calcificación-disolución o producción-respiración), o por procesos físicos (evaporación; Norzagaray *et al*., 2017). La mayoría de los arrecifes Pacífico Oriental son arrecifes de franja (Glynn *et al*., 2017), los cuales presentan una geomorfología abierta, con una fuerte influencia oceánica, y corto tiempo de residencia del agua de mar sobre el arrecife, sugiriendo que los controles del sistema del CO_2 descritos para otros tipos de arrecifes no son aplicables.

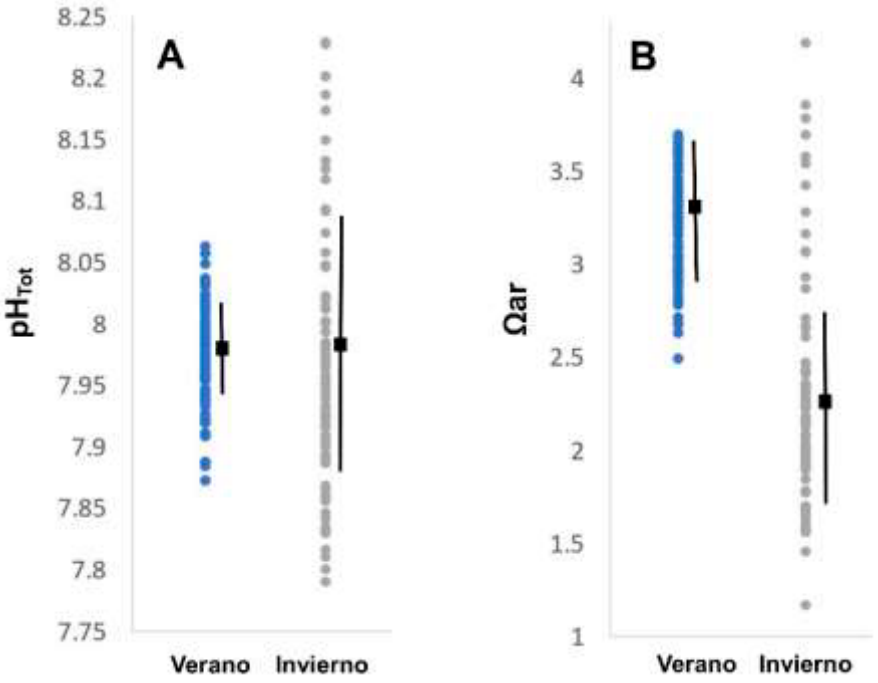

Figura 3. Valores observados de pH_{Tot} (A) y Ωar (B) para verano (puntos azules) e invierno (puntos grises) durante 2018 en BLA. Las barras de error indican el promedio ± 1 desviación estándar.

Estudios previos sobre la respuesta de la calcificación del coral *Porites panamensis* en el Pacífico mexicano con respecto a gradientes latitudinales de temperatura sugieren adaptaciones de las poblaciones a condiciones ambientales locales a regionales (Cabral *et al*., 2013; Norzagaray *et al*., 2015). Sin embargo, aún hay huecos en la información que deben ser llenados, por ejemplo, resolver los mecanismos oceanográficos que controlan los cambios en el sistema de los carbonatos y como afectan estas condiciones a las propiedades estructurales de los esqueletos coralinos. Además, recientemente se ha reportado que el crecimiento lineal de estos organismos está directamente relacionado con la porosidad (Tambutte *et al.*, 2015), lo cual es un factor importante que servirá para complementar los estudios realizados sobre *Porites*. Lo anterior cobra importancia bajo el contexto de la AO, ya que es necesario acoplar estudios oceanográficos en ambientes arrecifales con estudios sobre la calcificación de las principales especies presentes en estos ecosistemas.

Conclusiones

Durante 2018, los meses de invierno presentaron los valores más bajos de Ωar, y los valores más altos, y potencialmente más propicios para la calcificación estuvieron presentes durante los meses de julio a octubre. La presencia del coral *Porites panamensis* en BLA sugiere que se desarrolla en condiciones de Ωar consideradas subóptimas, sin embargo, su presencia sugiere adaptaciones locales-regionales. Por lo tanto, estudiar esta especie en BLA ofrece la oportunidad de evaluar la respuesta de otras poblaciones en un contexto de AO.

Agradecimientos

Este estudio fue parcialmente financiado con el proyecto CONACyT-Ciencia Básica 2017-18 A1-S-21581 “Ambientes costeros naturalmente ácidos: Una ventana al futuro para evaluar los efectos de la acidificación del océano sobre organismos calcificadores” a cargo de CONL; y por el proyecto PRODEP 2017 UABC-PTC-680 “Creciendo en el límite: Caso de la población de Porites habitando en Bahía de los Ángeles” a cargo de CONL. Además, agradecemos a CONACyT por las becas otorgadas a LMMF y AGUL para estudios de doctorado y maestría, respectivamente. Agradecemos también a la Dra. Rosalía Ávalos, directora de la RBZM Bahía de los Ángeles, Canales de Ballenas, Salsipuedes por el permiso otorgado para realizar las actividades. Finalmente, agradecemos a la M.C. Erika Santacruz por su apoyo en el trabajo de campo, actor clave para completar este estudio.

Literatura citada

Allemand, D., Tambutté É., Zoccola D., Tambutté S. 2011. Coral calcif., cells to reefs. Coral reefs: an ecosystem in transition. Sprin., NY.

Amador-Buenrostro, A., Serrano-Guzmán S.J., y Argote-Espinoza M.L. 1991. Modelado numérico de la circulación inducida por el viento en Bahía de Los Ángeles, B. C., México. Cienc. Mar. 17(3): 39–57.

Cabral, R., Reyes-Bonilla H., Lluch-Cota S., Paz-García D., Calderón-Aguilera L., Norzagaray-López C.O. and Balart E. 2013. Different calcification rates in males and females of the coral Porites panamensis in the Gulf of California. Mar. Ecol. Prog. Ser. 476:1-8. doi: 10.3354/meps10269.

Dickson, A.G., Sabine C.L., and Christian J. R. 2007. Guide to best practices for ocean CO_2 measurements. North Pacific Marine Science Organization.

Glynn, P. W., A. B. Mones, G. P. Podestá, A. Colvert and M. W. Colgan. 2017. El Niño-Southern Oscillation: effects on Eastern Pacific coral reefs and associated biota. In: Glynn P., D. Manzello, I. Enochs. Coral Reefs of the Eastern Tropical Pacific. Coral Reefs of the World, vol 8. Springer, Dordrecht. pp. 251-290.

Hernández-Ayón, J.M., Chapa-Balcorta C., Delgadillo-Hinojosa F., Camacho-Ibar V.F., Huerta-Díaz M.A., Santamaría-del-Ángel E., Galindo-Bect S. y Segovia-Zavala J. A. 2013. Dinámica del carbono inorgánico disuelto en la región de las grandes islas del golfo de California: Influencia de las masas de agua. Ciencias Marinas. 39(2): 183-201.

Hidalgo-González, R.M., Álvarez Borrego S., y Zirino A. 1997. Mezcla en la región de las grandes islas del Golfo de California: efecto en la pCO_2 superficial. Ciencias Marinas. 23(3): 317-327.

IPCC. 2013. Summary for policymakers. Climate Change 2013: The Physical Science Basis Contrib. of Working Group I to the 5th Asses. Rep. of the Intergov. Panel on Clim. Chan., Camb. Univ.Press, NY.

Le Quéré, C., Moriarty, R., Andrew, R., Canadell, J., Sitch, S., Korsbakken, J., Friedlingstein, P., Peters, G., Andres, R., Boden, T., *et al*., 2015. Global Carbon Budget 2015. Earth Sys. Sci. Data. 7, 349-396.

Lewis, E., Wallace, D., Allison, L.J., 1998. Program developed for CO_2 system calculations. Carbon Dioxide Information Analysis Center, managed by Lockheed Martin Energy Research Corporation for the US Department of Energy Tennessee.

Lueker, T.J., Dickson, A.G., Keeling, C.D., 2000. Ocean pCO_2 calculated from dissolved inorganic carbon, alkalinity, and equations for K1 and K2: validation based on laboratory measurements of CO_2 in gas and seawater at equilibrium. Mar. Chem. 70(1-3), 105-119. doi: 10.1016/S0304-4203(00)00022-0.

Mollica, N., Guo W., Cohen A., Huang K., Donald H., Solow A. 2018. Oce. Acidif. affects coral growth by reducing skeletal density. PNAS, 1-6.

Norzagaray, O., Calderón L., Hernández M., Reyes H., Cabral R., Balard E. 2015. Low calcification rates and carbonate production in Porites panamensis at its northernmost distribution. Mar.Ecol. 36(4):1244-1255.

Norzagaray, O., Hernández M., Calderón L., Reyes H., Chapa C., Ayala A. 2017. Aragonite and pH variation in a fringing reef are strongly influen. by ocea. condit. Lim.&Ocean., 1-7.

Orr, J.C., Epitalon, J.M., Dickson, A.G., Gattuso, J.P., 2018. Routine uncertainty propagation for the marine carbon dioxide system. Mar. Chem. 207, 84-107. doi:10.1016/j.marchem.2018.10.006.

Rixen, T., Jiménez, C., Cortes, J., 2012. Impact of upwelling events on the sea water carbonate chemistry and dissolved oxygen concentration in the Gulf of Papagayo (Culebra Bay), Costa Rica: Implications for coral reefs. Int. J. Trop. Biol. Conserv. 60, 187–195.

Tambutté, E., Venn A., Holcomb M., Segonds N., Techer N., Zoccola D., Allemand D., Tambutté S. 2015. Morphological plasticity of the coral skeleton under CO_2-driven seawater acidif. Nat.comm., 6:7368.

Uribe-López, A.G., Norzagaray-López C.O., Hernández-Ayón J.M., Valdivieso-Ojeda J.A., Santander-Cruz J., Mejía-Trejo A., Martínez-Fuentes L. y Chapa-Balcorta C. 2019. Variabilidad espacial del sistema del CO_2 en Bahía de los Ángeles en condiciones de verano. En: Paz F, Velázquez A y Rojo M (Editores). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2019. Serie Síntesis Nacionales. PMC, CNITT-UAN, CCTN, Stanford U.-México Economía Limpia 2050-USAID. Texcoco. 544 p. ISBN en trámite.

4.14. Probando un sensor comercial de pH para su uso en la zona costera

Soto-López Leslie J.[1b]; Hernández-Ayón Martín[1a]; Estudillo Eliseo[1a]; Gómez-Liera Israel[2]; Santander-Cruz Jonatan[1a]; Valdivieso-Ojeda Jacob[1a] y Norzagaray-López Orión[1a*]

[1]Instituto de Investigaciones Oceanológicas (IIO)[a] – Facultad de Ciencias Marinas (FCM)[b], Universidad Autónoma de Baja California (UABC). Carretera Tijuana-Ensenada 3917, CP 22860, Ensenada, Baja California, México.
[2]Pontus Seawater Instruments, Calle Durango 343, CP 22810, Ensenada, Baja California, México.
Autor para correspondencia: orion.norzagaray@uabc.edu.mx

Resumen

Estudiar el pH es fundamental para la química del agua de mar, ya que controla la especiación del sistema del CO_2 y muchas otras reacciones. El pH superficial del océano disminuye ~0.002 unidades de pH año^{-1} (acidificación del océano), con pronósticos negativos para organismos calcificadores. Conocer el régimen de pH en ecosistemas costeros permitiría definir las condiciones a las cuales están adaptadas sus comunidades. Esto se logra midiendo el pH con alta resolución temporal y estabilidad. Este estudio evalúa el desempeño del nuevo sensor comercial MinFET (Pontus Seawater Instruments, México) para monitorear pH y temperatura (T) en un ambiente marino costero (Bahía de Todos Santos, B.C). Para esto se usaron dos sensores MinFET (tasa de muestreo=12s), acondicionados en agua de mar por 20h. En el campo, los sensores fueron anclados a ~35m de profundidad durante ~1.5h. Se recolectaron muestras de agua para calcular el pH (alcalinidad y carbono totales; ± 3µmol kg^{-1}) y calibrar ambas series de pH. Las series de T y pH fueron divididas en periodo de aclimatación, estabilidad y campo. La aclimatación duró ~5 h para ambos sensores. Durante la estabilidad, mostraron una respuesta similar en T (y=0.95x+1.2; *r*=0.99) y milivoltaje (y=53.6x+0.45; *r*=0.99). En campo, ambas series de T (y=1.04x-0.64; *r*=0.98) y pH (y=2.59x-12.62; *r*=0.90) mostraron un patrón temporal similar. Ambos sensores midieron valores de pH similares durante el experimento (ΔpH~0.03) y difirieron al inicio y final (ΔpH~0.06), lo cual fue atribuido al tiempo de respuesta a gradientes de T y presión, pudiéndose mejorar con mayor tiempo de aclimatación *in situ*. El hecho de que ambos sensores respondieran similarmente permitió asegurar que se pueden realizar mediciones simultáneas en ambientes costeros.

Palabras clave: *sensor de pH; ambientes costeros.*

Abstract

Studying pH is fundamental for seawater chemistry, as it controls the speciation of the CO_2 system and many other reactions. The ocean's superficial pH decreases at ~0.002 pH units' y^{-1} (ocean acidification), with negative prognostics for calcifying organisms. Knowing the pH regime in coastal ecosystems will help define the conditions to which their communities are adapted. This is achieved by measuring the pH with high temporal resolution and stability. This study evaluates the performance of the new commercial sensor MinFET (Pontus Seawater Instruments, Mexico) to monitor pH and temperature (T) in a marine coastal environment (Bahía de Todos Santos, B.C.). For this, they were used two MinFET (sampling rate=12s) sensors, conditioned in seawater for 20h. In the field, the sensors were anchored to ~35m of depth for ~1.5h. Water samples were collected to calculate the pH (total alkalinity and carbon; ±3 µmol kg^{-1}) and calibrate both pH series. The T and pH series were divided in acclimatization period, stability, and field. The acclimatization lasted ~5h for both sensors. During the stability, they showed a similar response in T (y=0.95x+1.2; *r*=0.99) and millivolt (y=53.6x+0.45; *r*=0.99). In the field, both T (y=1.04x-0.64; *r*=0.98) and pH (y=2.59x-12.62; *r*=0.90) series displayed a similar temporal pattern. Both sensors measured similar pH values during the experiment (ΔpH~0.03) and defer at beginning and end (ΔpH~0.18), which was attributed to time response of gradients of T and

pressure, being able to improve with longer time of acclimatization *in situ.* The fact that both sensors responded similarly allowed us to ensure that simultaneous measures can be done in coastal environments.

Key words: *pH sensor; coastal environment.*

Introducción

El pH es de fundamental importancia para estudios de la química del agua de mar. Representa una variable clave que va a definir la especiación del sistema del CO_2 en el agua de mar, esto es, en la abundancia de dióxido de carbono, ácido carbónico, así como en los iones bicarbonato y carbonato (Dickson *et al.*, 2007). El pH también es un factor determinante para procesos biológicos, ya sea a nivel organismo o comunidad. El aumento de CO_2 antropogénico tiene como consecuencia la disminución del pH de la superficie del océano (acidificación del océano; Le Quéré *et al.*, 2015), con potenciales efectos negativos sobre los organismos calcificadores. Sin embargo, una parte fundamental de pronosticar la magnitud de estos potenciales efectos, es conocer la variabilidad a la que están sujetas de forma natural estas poblaciones. Las causas de las variaciones naturales de pH a nivel ecosistema provienen de la interacción de procesos físicos, químicos y/o biológicos. Las variaciones de pH pueden ser mínimas o bastante amplias, según la combinación de factores que lo estén afectando, espacial o temporalmente. Hoffman *et al.* (2011) recopilaron los principales procesos controlando el pH en ambientes costeros, como: (1) masas de agua presentes y propiedades químicas distintivas, (2) mareas, (3) actividad biológica, (4) patrón local de corrientes, (5) tiempo de residencia y (6) interacción océano-atmósfera.

A la fecha, existen disponibles varios modelos de sensores comerciales de pH (Bushinsky *et al.*, 2019), y una opción es el sensor MinFET (Pontus Seawater Instruments, México). El objetivo de este trabajo fue evaluar la estabilidad de los sensores MinFET en la obtención de series de tiempo de temperatura y pH durante periodos de tiempo cortos (en el orden de horas), escenario que refleja el uso del sensor de pH para realizar mediciones puntuales en ambientes costeros.

Materiales y Métodos

Sensor de pH

Se utilizaron dos sensores autónomos de pH MinFET (Pontus Seawater Instruments, México). Este sensor comercial usa un electrodo DuraFET, el cual es un electrodo de combinación de pH (electrodo de trabajo con referencia interna Ag|AgCl; ± 0.001 mV; Honeywell). Se ha reportado que este tipo de electrodo permite realizar mediciones del pH en agua de mar de manera estable por periodos de tiempo largos, con buena exactitud y precisión en condiciones de laboratorio (0.01 y 0.005 unidades de pH, respectivamente; Martz *et al.*, 2015; Bresnahan *et al.*, 2014; Kapsenberg *et al.*, 2017). Dado que la referencia interna de este electrodo es fuertemente influenciada por temperatura (Martz *et al.*, 2010; Bresnahan *et al.*, 2014; Martz *et al.*, 2015), el electrodo adicionalmente mide la temperatura del agua (± 0.01 °C; Honeywell) para corregir este efecto.

Área de estudio, diseño experimental y colecta de muestras

Las pruebas de los instrumentos se realizaron el 12 de febrero de 2020 en la Bahía Todos Santos (B.C.; BTS). Previo a su despliegue en campo, en el laboratorio, ambos sensores MinFET fueron puestos a medir a una tasa de muestreo de 12 s en agua de mar con una salinidad similar a la esperada en campo

(*i.e.*, 33.5) y temperatura ambiente (~27 °C) por aproximadamente 20 h. Posteriormente, ambos instrumentos fueron montados en una estructura de acero inoxidable para ser trasladados a la Bahía de Todos Santos, B.C. (BTS) (isobata de 40 m). La estructura fue descendida a una velocidad constante (~1 m s^{-1}) hasta alcanzar ~35 m de profundidad, en donde se dejó durante ~1.5 h. Durante este periodo de tiempo se colectaron muestras discretas de agua de mar usando una botella Niskin, de la cual se extrajeron 120 mL de agua para ser trasladadas a botellas de borosilicato. Se midió la temperatura directamente de la botella Niskin utilizando un termómetro digital (± 0.015 °C; 4600, Precision Thermistor). Las muestras discretas fueron fijadas siguiendo los procedimientos estándares recomendados para el análisis del sistema del CO_2 (Dickson *et al.*, 2007). Las muestras fueron almacenadas para su posterior análisis. En el laboratorio, a las muestras discretas se les midió el carbono inorgánico disuelto y la alcalinidad total, utilizando material certificado de referencia (A. Dickson, Scripps, UCSD) para asegurar una precisión y exactitud de ± 3 µmol kg^{-1}; posteriormente, con esta información (junto con temperatura y salinidad *in situ*) se calculó el pH (escala total; pH_{Tot}; ± 0.016 unidades de pH;) con el software CO2SYS (Lewis y Wallace, 1998; Orr *et al.*, 2018), utilizando las constantes de disociación para carbonatos propuestas por Lueker *et al.* (2000).

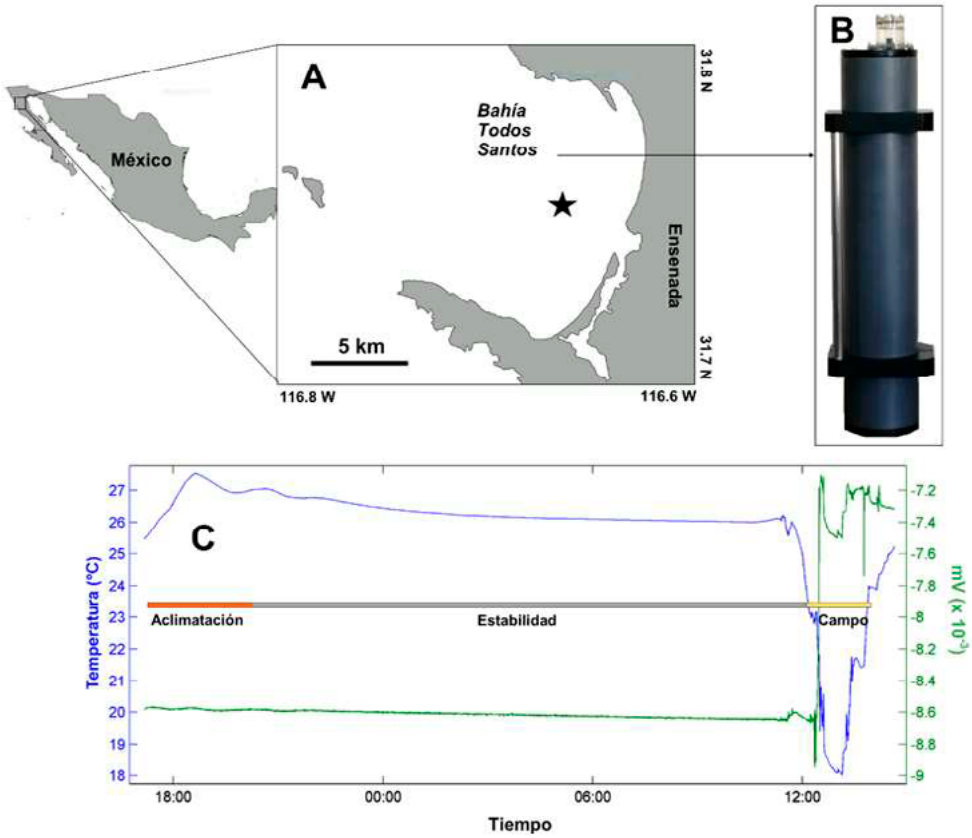

Figura 1. En la Figura A se muestra el sitio seleccionado de la BTS para la instalación de dos sensores MinFET (B) a ~ 35 m de profundidad para obtener series de tiempo cortas (~1.5 h) de mV y temperatura.
Las series de tiempo fueron divididas en tres periodos que abarcaron desde su aclimatación y estabilidad en condiciones de laboratorio, así como su despliegue en campo (C).

Calibración y análisis de las series de tiempo de pH

Las series de tiempo de obtenidas con los sensores fueron calibradas (conversión de mV a pH) usando una muestra discreta de pH (pH de muestra discreta = 7.94 ± 0.016) para establecer el potencial estándar de la celda (E_o; Martz *et al.*, 2010; Bresnahan *et al.*, 2014; Martz *et al.*, 2015). Con el fin de evaluar el

desempeño de los sensores, las series de milivoltaje, pH y temperatura obtenidas con los sensores MinFET fueron divididas en tres periodos de tiempo, dos de ellos correspondieron a condiciones controladas en laboratorio (periodo de aclimatación y estabilidad) y una tercera al periodo de medición en campo (Figura 1c). Estos periodos de tiempo fueron contrastados entre los sensores con el fin de evaluar la correspondencia de patrones temporales en temperatura y pH, mediante gráficos y análisis de regresión simple.

Resultados y Discusión

Con respecto al desempeño de los instrumentos en condiciones de laboratorio (periodos de aclimatación y estabilidad), ambos sensores mostraron una respuesta similar. En la Figura 2 se puede observar que el periodo de aclimatación fue de ~ 5 h, posterior a este tiempo ambos sensores habían alcanzado una meseta de mediciones estables de milivoltaje.

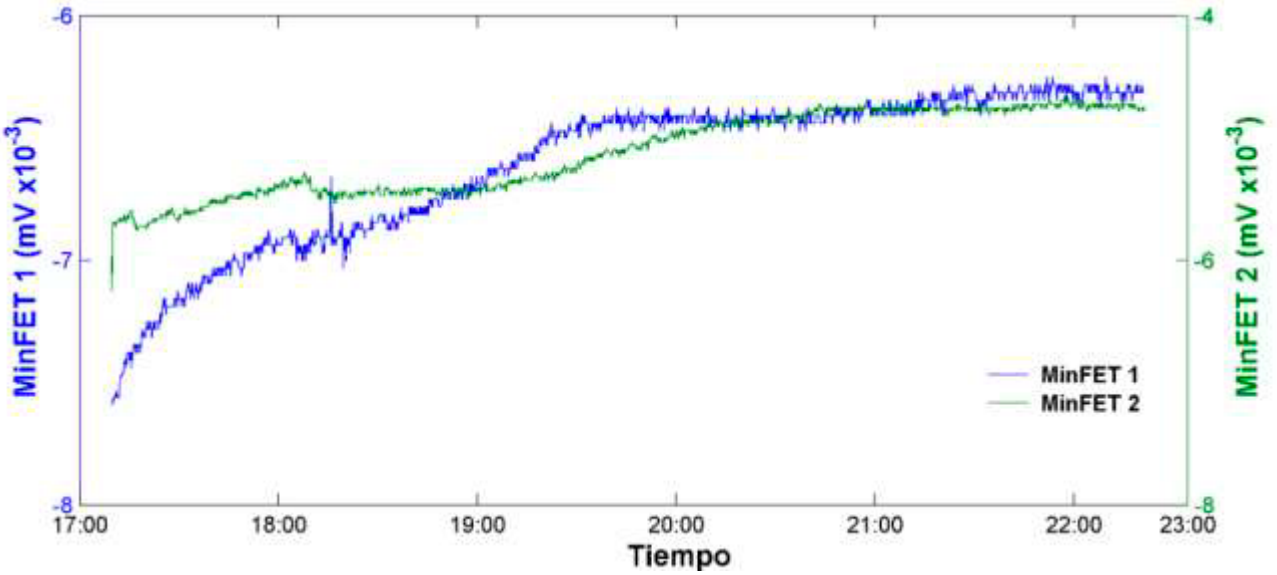

Figura 2. Serie de tiempo de milivoltaje (mV) registrado por dos sensores MinFET durante el periodo de aclimatación en laboratorio.

Durante el periodo de estabilidad, el cual duró ~ 13 h, ambos sensores mostraron una respuesta similar con respecto a temperatura ($y=0.95x+1.2$; $r=0.99$; $p<0.05$; Figura 3a) y milivoltaje ($y=53.6x+0.45$; $r=0.99$; $p<0.05$; Figura 3b), pero con una ligera discrepancia en el pH_{Tot} calculado ($y=-10.00x+85.17$; $r=0.86$; $p<0.05$; Figura 3c). Resulta probable que el ligero corrimiento observado en el pH, sea debido a que ambos sensores hayan tenido un periodo de aclimatación ligeramente desfasado, por lo cual se recomienda como mínimo dejar los sensores midiendo durante 24 h previas a algún experimento. Esta recomendación ha sido igualmente referida en otros trabajos donde han evaluado el desempeño en campo de sensores con este tipo de electrodo de pH (*e.g.*, Bresnahan *et al.*, 2014; Martz *et al.*, 2015).

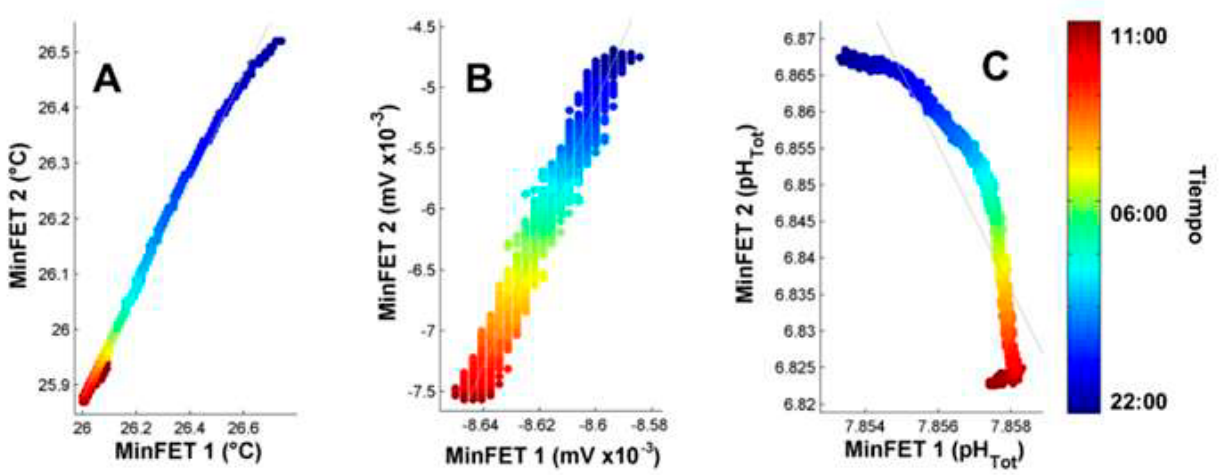

Figura 3. Contraste de series de tiempo de temperatura (A), milivoltaje (B) y pH_{Tot} (C) entre dos sensores MinFET durante el periodo de estabilidad en condiciones de laboratorio.
La escala de color es la hora del día. La línea gris es el modelo lineal propuesto (en todos los casos fue significativo).

Con respecto al desempeño de ambos instrumentos durante su despliegue en campo (~ 1.5 h), los sensores mostraron un patrón de variabilidad temporal similar, pero con un ligero corrimiento en el pH. Esto es, las dos series de temperatura mostraron un buen ajuste (y=1.04x-0.64; r=0.98), pero con respecto al pH_{Tot}, se observaron ciertas diferencias (y=2.59x-12.62; r=0.90) en distintas secciones de las series de tiempo, siendo similares durante el experimento (ΔpH ~ 0.03) y diferir al inicio y final (ΔpH ~ 0.06), lo cual fue atribuido al tiempo de respuesta a gradientes de temperatura y presión, pudiéndose mejorar con mayor tiempo de aclimatación *in situ*, esto es, un mayor tiempo de acondicionamiento a la salinidad y temperatura en campo.

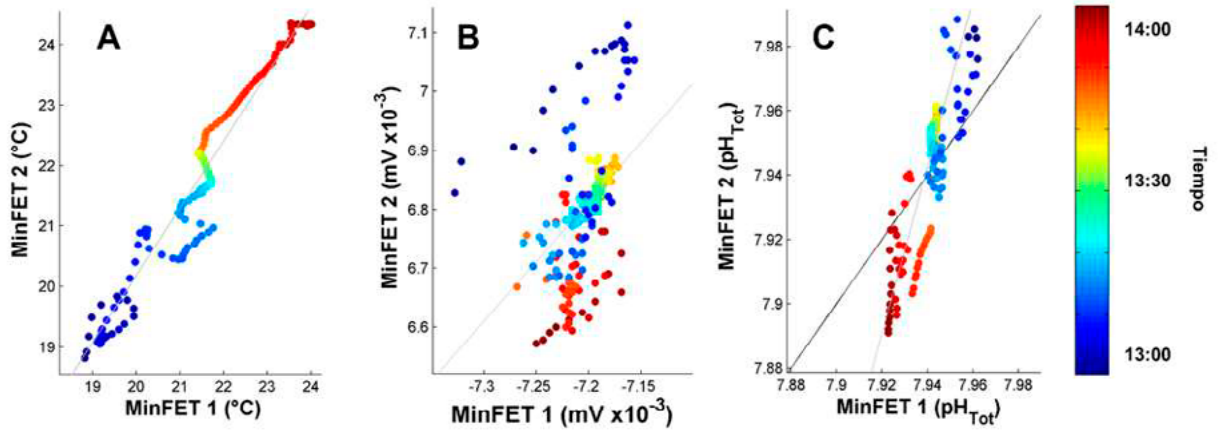

Figura 4. Contraste de series de tiempo de temperatura (A), milivoltaje (B) y pH_{Tot} (C) entre dos sensores MinFET durante su despliegue en campo.
La escala de color indica la hora de día iniciando con el descenso a 35 m de profundidad y posterior subida de los sensores a superficie. La línea gris es el modelo lineal propuesto (en todos los casos fue significativo). En C, la línea continua negra señala la relación 1:1 esperada entre sensores.

Una recomendación con estos instrumentos es verificar la precisión en el pH en condiciones de laboratorio, mientras que la exactitud debe ser evaluada en campo, mediante el contraste de valores puntuales de pH obtenidas con el sensor y muestras discretas de pH (preferiblemente espectrofotométrico; ± 0.001), lo cual asegura un buen control de calidad (Bresnahan *et al.*, 2014; Martz *et al.*, 2015). Esta recomendación debería ser integrada por cada grupo de investigación dentro de sus protocolos de buenas prácticas para obtener series de tiempo de pH con buena calidad. Aún hay cierta

incertidumbre con respecto a la exactitud para este tipo de sensores (*i.e.*, sensores usando electrodo DuraFET); por ejemplo, mientras que estudios de laboratorio (condiciones controladas de temperatura) han reportado una exactitud de ~ 0.01 unidades de pH (Martz *et al.*, 2010; Kapsenberg *et al.*, 2017), estudios en campo muestran una exactitud menor, entre 0.015 a 0.024 unidades de pH (McLaughlin *et al.*, 2017; Bresnahan *et al.*, 2014; Takeshita *et al.*, 2018). Sin embargo, la mejor manera de lograr estos valores es mediante la adopción de buenas prácticas en el uso y calibración de este tipo de sensores.

Nuestros resultados indican que ambos sensores respondieron de forma similar bajo un periodo corto de aclimatación y monitoreo en campo, lo cual permitió asegurar que ese tipo de sensor puede ser utilizado para realizar mediciones con múltiples sensores de forma simultánea en ambientes costeros; además, esto permitió verificar que este instrumento puede ser utilizado como sonda de monitoreo puntual, con una buena precisión y rapidez. Adicionalmente, el hecho de que el sensor MinFET pueda realizar mediciones de temperatura y pH con una alta precisión y a una tasa de muestreo tan baja como 10 s, representa una ventaja con respecto a otros modelos comerciales (*e.g.*, la tasa mínima de muestreo para el SeaFET es ~ 5 min; SBE), y abre la oportunidad de formular preguntas de investigación más allá que el monitoreo ambiental en ambientes costeros, permitiendo, por ejemplo: (1) cuantificar el proceso de producción fotosintética en sistemas controlados mediante la evolución del pH, como es el caso de sistemas de cultivos de macro/microalgas, (2) cuantificar el acoplamiento entre procesos de respiración-producción de la comunidad béntica en arrecifes de coral (Takeshita *et al.*, 2018), o bien, (3) evaluar el control de calidad del agua en sistemas de acuacultura en tiempo casi-real, lo cual podría permitir detectar potenciales efectos de procesos locales de acidificación del agua de mar (Oliva *et al.*, 2018).

Conclusiones

Ambos sensores respondieron similarmente bajo un periodo corto de aclimatación y monitoreo en campo, asegurando que se pueden realizar mediciones puntuales de temperatura y pH usando dos sensores simultáneos con buenos resultados en ambientes costeros.

Para obtener los mejores resultados se recomienda incluir en el diseño experimental las recomendaciones con respecto al tiempo de acondicionamiento a salinidad y temperatura (aclimatación > 24 h), así como verificar su precisión, estabilidad y tiempo de respuesta en condiciones de laboratorio, mientras que la exactitud en campo, mediante muestras discretas.

Agradecimientos

Este estudio fue parcialmente financiado con el proyecto CONACyT-Ciencia Básica 2017-18 A1-S-21581 “Ambientes costeros naturalmente ácidos: Una ventana al futuro para evaluar los efectos de la acidificación del océano sobre organismos calcificadores” a cargo de CONL; y por el proyecto interno UABC 403/1/C/47/22 “Desarrollo de un sensor submarino de pH y temperatura de bajo costo con aplicaciones a estudios de la acidificación en zonas acuícolas en B.C.” a cargo de JMHA.

Literatura citada

Bresnahan, Jr. P. J., Martz, T. R., Takeshita, Y., Johnson, K. S., and Lashomb, M. 2014. Best practices for autonomous measurement of seawater pH with the Honeywell Durafet. Methods in Oceanography 9:44–60, doi: 10.1016/j.mio.2014.08.003.

Bushinsky, S. M., Takeshita, Y. and Williams, N. L. 2019. Observing Changes in Ocean Carbonate Chemistry: Our Autonomous Future. Current Climate Change Reports 5, 207–220. doi: 10.1007/s40641-019-00129-8.

Dickson, A. G., Sabine, C. L. and Christian, J. R. (Eds.) 2007. Guide to Best Practices for Ocean CO_2 Measurements. PICES Special Publication 3, 191 pp.

Hofmann, G., Smith, J., Johnson, K., Send U. and Levin, L. 2011 High-Frequency Dynamics of Ocean pH: A Multi-Ecosystem Comparison. PLoS ONE 6(12): e28983. doi: 10.1371/journal.pone.0028983.

Kapsenberg, L., Bockmon, E. E, Bresnahan, P. J., Kroeker, K. J., Gattuso, J. P. and Martz T. R., 2017. Advancing Ocean Acidification Biology Using Durafet® pH Electrodes. Frontiers in Marine Science 4, doi:10.3389/fmars.2017.00321.

Le Quéré, C., Moriarty, R., Andrew, R., Canadell, J., Sitch, S., Korsbakken, J., Friedlingstein, P., Peters, G., Andres, R., Boden, T., *et al*., 2015. Global Carbon Budget 2015. Earth Sys. Sci. Data. 7, 349-396.

Lewis E., and Wallace D.W.R. 1998. Program Developed for CO_2 System Calculations. ORNL/CDIAC-105. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee.

Lueker, T. J, Dickson, A. G and Keeling, C. D. 2000. Ocean pCO_2 calculated from dissolved inorganic carbon, alkalinity, and equations for K1 and K2: validation based on laboratory measurements of CO_2 in gas and seawater at equilibrium. Marine Chemistry, 70(1-3):105-119. doi: 10.1016/S0304-4203(00)00022-0.

Martz, T. R., Mclaughlin, K. and Weisberg, S. B. 2015. Best Practices for autonomous measurement of seawater pH with the Honeywell Durafet pH sensor. California Current Acidification Network (C-CAN).

Martz T.R, Connery, J. G and Johnson, K. S. 2010. Testing the Honeywell Durafet for seawater pH applications. Limnol. Oceanogr.: Methods, 8:172–184.

McLaughlin, K., Dickson, A. G., Weisberg, S. B., Coale, K., Elrod, V., Hunter, C., Johnson, K. S., Kram, S., Kudela, R., Martz, T. R., Negrey K., Passow, U., Shaughnessy, F., Smith J. E., Tadese, D., Washburn, L. and Weis, K. R. 2017. An evaluation of ISFET sensors for coastal pH monitoring applications. Regional Studies in Marine Science :2352-4855. doi: 10.1016/j.rsma.2017.02.008.

Oliva-Méndez N. L., Hernández-Ayón J. M. y Norzagaray-López C. O. 2018. Estudio del sistema del dióxido de carbono en aguas de un sistema ostrícola. En: Paz F, Velázquez A y Rojo M (Editores). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2018. Serie Síntesis Nacionales. PMC, ITS. Texcoco. 686 p. ISBN: 978-607-96490-6-7.

Orr, J. C, Epitalon, J. M, Dickson, A. G. and Gattuso, J. P. 2018. Routine uncertainty propagation for the marine carbon dioxide system. Marine Chemistry, 207:84-107. doi: 10.1016/j.marchem.2018.10.006.

Takeshita, Y., Cyronak, T., Martz, T. R., Kindeberg, T. and Andersson, A. J. 2018. Coral Reef Carbonate Chemistry Variability at Different Functional Scales. Front. Mar. Sci. 5:175. doi: 10.3389/fmars.2018.00175.

4.15. Almacén de carbono en sedimentos en una zona de restauración ecológica

Us-Balam Heimi G.[1]; Herrera-Silveira Jorge A.[1]; Teutli-Hernández Claudia[2] y Pech Poot E[1].

[1]Centro de Investigación y de Estudios Avanzados del Instituto Politécnico Nacional, Unidad Mérida. Antigua Carretera a Progreso km.6, CP 97310, Mérida, Yucatán.
[2]Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Sisal. Puerto de Abrigo s/n. Sisal, Hunucmá, Yucatán C.P. 97351.
Autor para correspondencia: amy_griseldy@hotmail.com

Resumen

Los manglares son importantes ecosistemas en la dinámica del carbono orgánico, y en múltiples servicios ambientales, aumentando el interés de su conservación y restauración para contribuir en la mitigación y adaptación a los efectos del cambio climático reduciendo la vulnerabilidad a las perturbaciones. Los bosques de manglar son el humedal costero más importante en la zona costera de Yucatán, sin embargo, se encuentra fuertemente impactado por factores antrópicos. El área de estudio se ubica en la localidad de Progreso, Yucatán. Se seleccionaron 3 áreas monitoreo (zona de regeneración, área de Referencia conservada, y degradada). Durante un año las parcelas fueron monitoreadas midiendo variables fisicoquímicas del agua intersticial y levantamientos para la evaluación del carbono orgánico en sedimentos. La zona Referencia degradada presentó la mayor densidad aparente de sedimentos de 0.79 g cm^{-3} y el menor contenido de materia orgánica (13%), mientras que la Referencia Conservada presentó la menor densidad aparente (0.27 g cm^{-3}) y el mayor contenido de materia orgánica (23%). El mayor almacén de carbono orgánico en los sedimentos se registró en la zona de Referencia Conservada (354 Mg C ha^{-1}), y el menor en la Referencia degradada (182.6 Mg C ha^{-1}). El sedimento de los manglares ejerce un papel clave en la regulación del balance y ciclo del C, evita la liberación del CO_2 a la atmósfera, secuestrando el C en el suelo. Por ese motivo la restauración de manglares es importante considerarla como parte de las acciones de mitigación a los efectos del cambio climático.

Palabras clave: *manglar; mitigación; cambio climático; densidad; materia orgánica.*

Abstract

Mangroves are important ecosystems in the dynamics of organic carbon, and in multiple environmental services, increasing the interest of their conservation and restoration to contribute to mitigation and adaptation to the effects of climate change, reducing vulnerability to disturbances. Mangrove forests are the most important coastal wetland in the coastal zone of Yucatan, however, it is strongly impacted by anthropic factors. The study area is located in the town of Progreso, Yucatán. 3 monitoring areas were selected (regeneration zone, conserved Reference area, and degraded). During one year the plots were monitored by measuring interstitial water physicochemical variables and surveys for the evaluation of organic carbon in sediments. The degraded Reference zone presented the highest apparent density of sediments of 0.79 g cm^{-3} and the lowest content of organic matter (13%), while the Conserved Reference presented the lowest apparent density (0.27 g cm^{-3}) and the highest content of organic matter (23%). The highest store of organic carbon in the sediments was recorded in the Conserved Reference zone (354 Mg C ha^{-1}), and the lowest in the degraded Reference (182.6 Mg C $ha^{-1)}$. Mangrove sediment plays a key role in regulating the C balance and cycle, prevents the release of CO_2 into the atmosphere, sequestering C in the soil. For this reason, mangrove restoration is important to consider as part of mitigation actions for the effects of climate change.

Key words: *mangrove; mitigation; climate change; density; organic matter.*

Introducción

A partir de 1950 el CO_2 atmosférico aumentó de forma considerable, lo cual se atribuye principalmente actividades antropogénicas como la deforestación y cambio de uso del suelo, así como el consumo de combustibles fósiles (Lal *et al.,* 1998). Entre los ecosistemas que han sufrido las consecuencias de las actividades antrópicas son los manglares. Estos ecosistemas se distinguen por estar formados de árboles y arbustos, se localizan en los trópicos y subtropicales y limitados a la zona intermareal, Se desarrollan en suelos salinos, inundados y anóxicos, son halófitas facultativas, y alcanzan su máximo desarrollo en condiciones estuarinas (Flores, 1996). Son importantes en la dinámica del carbono orgánico, y este a su vez se relaciona con múltiples servicios ambientales, entre ellos la de contribuir a la regulación del clima y reducción de la vulnerabilidad a perturbaciones (Kelly y Adger, 2000; Adger *et al.,* 2005). En la dinámica del carbono, los almacenes en los manglares se encuentran en el componente aéreo (biomasa de árboles vivos y muertos, incluyendo hojas, propágulos, pneumatóforos, raíces adventicias y ramas) y subterráneo (sedimento y la biomasa de raíces) (Kauffman y Donato, 2012). En los suelos orgánicos de manglares, los promedios de descomposición pueden ser más bajos y por lo tanto el potencial de almacenamiento de C del suelo puede ser más alto que en sistemas de agua dulce (Izaurralde *et al.,* 2001). Los bosques de manglar son el humedal costero más importante en la zona costera de Yucatán, pero también es el más impactado por factores antrópicos (construcción de caminos e infraestructura costera y acuícola) y eventos naturales tales como huracanes (Teutli-Hernández, 2008). Es por ello que se han emprendido esfuerzos de restauración, pero que brindan la oportunidad para evaluar los cambios en los almacenes de carbono como resultado de la recuperación de este ecosistema. En este trabajo evaluó el almacén de carbono orgánico en sedimentos de manglar en área en la cual se han realizado acciones de restauración hidrológica en la Ciénega de Progreso.

Materiales y Métodos

El área de estudio se localiza en la zona de restauración de la ciénaga de Progreso. Se localiza al norte de la Península de Yucatán a 30 km de la ciudad de Mérida en los 21º 14’ y 21º 17’ latitud Norte y 89º 38’ y 89º 47’ longitud Oeste. Se seleccionaron tres zonas de muestreo (cuatro áreas en regeneración, un sitio de referencia conservada, un sitio de referencia degradada). En cada uno de ellos se establecieron parcelas de 25 m^2 para la zona de regeneración y zona Referencia degradada, en la zona Referencia conservada la dimensión de la parcela fue de 100 m^2.

Salinidad intersticial, pH y Redox

Para la medición se colectaron tres muestras de agua intersticial en cada parcela con ayuda de una manguera conectada a un tubo de acrílico perforado en el extremo inferior y una jeringa a 30 cm de profundidad del suelo. La salinidad intersticial se midió “in situ” con un refractómetro marca ATAGO. El pH y el Redox se midió “in situ” con un multiparámetro ULTRAMETER IITM 6PF.

Sedimentos

En cada zona se colectaron dos núcleos de sedimento (parcela A y B) con un nucleador de acero inoxidable, el cual tiene un diámetro de 7 cm y largo de 100 cm. Se midió el largo de la capa orgánica y del largo total del sedimento (profundidad del suelo). Este núcleo se dividió sistemáticamente en segmentos (perfil) de 10 cm (empezando a contar de lo más cercano a la superficie): de 0-10 cm, 10-20 cm, 20-30 cm, 30-50 cm, 50-100 cm y > 100 cm, considerando el largo total del sedimento. Posteriormente, las muestras colectadas se trasladaron en bolsas etiquetadas al laboratorio donde se midió

la densidad aparente, materia orgánica y carbono total. En el laboratorio cada muestra se secó en un horno a masa constante a 70 °C por 72 h y se obtuvo el peso seco en una balanza granataria, las muestras secas se tamizaron para el análisis de materia orgánica y carbono orgánico.
La densidad aparente. Se calculó dividiendo el peso seco de cada perfil entre el volumen de la muestra (fórmula del cilindro) (Kauffman y Donato, 2012).
Materia orgánica. Se utilizaron 2 g de sedimento de cada segmento, posteriormente se colocaron en una mufla a 550 °C durante 4 h. Posteriormente se calculó el porcentaje de materia orgánica por diferencia de peso (Chen y Twilley, 1999).
Carbono Total (CT). Se tomaron 20 mg de muestra de cada perfil y se colocaron en cápsulas de estaño (por triplicado). Se obtuvo el CT mediante el uso de un autoanalizador ThermoQuest (modelo Flash EA 1112, Italia). Este equipo calcina las muestras (~1800 °C), transformando la muestra en una mezcla de gases, los cuales pasan por diferentes columnas para finalmente pasar a una cromatografía de gases para la detección de las moléculas de carbono, obteniendo las concentraciones en porcentaje del Carbono. Debido a las características geológicas y sedimentológicas de los sedimentos de la península de Yucatán, fue necesario hacer la corrección del carbono inorgánico (CI), para obtener el carbono orgánico (Corg), se determinó mediante el método de perdida por ignición (LOI= Loss on ignition) (Dean, 1974).

Resultados y Discusión

La salinidad más alta se registró en la zona Referencia degradada (RD) con 72.9 g kg^{-1} y la más baja se registró en la zona Referencia conservada con 21.5 g kg^{-1}. Los sitios de regeneración presentaron un promedio de 59.2 g kg^{-1}(Figura 1a). Antes de las acciones de restauración, la construcción de la carretera Mérida-progreso tuvo como consecuencia que en el lado este de la carretera (ciénega) la salinidad intersticial sea de >100 g kg^{-1} (Herrera-Silveira *et al*., 2014). Sin embargo, las acciones de restauración han disminuido la salinidad intersticial en esta área.

El pH no presentó diferencias notables en las tres zonas, los valores oscilan entre 6.9 a 7 (Figura 1b). Los suelos de los bosques de manglares son generalmente ácidos (Suprayogi y Murray 1999). Esto se debe a las condiciones reducidas de los suelos y la consecuente acumulación de sulfitos que causan condiciones de acidez extrema (Pinzón-Vanegas, 2017).

El potencial de óxido-reducción más reducido se registró en la zona Referencia degradada con -245 mV, la zona de Regeneración registró -220 mV y la zona Referencia conservada registró los valores más oxidados con -131 mV (Figura 1c). Los valores de Redox entre (-200 a -300 mV) se relacionan con la producción de compuestos que pueden ser tóxicos para el desarrollo del manglar como el ácido sulfhídrico (Herrera-Silveira *et al*., 2013), indicando que la zona Referencia degradada aún no posee las condiciones adecuadas para el establecimiento de la regeneración natural.

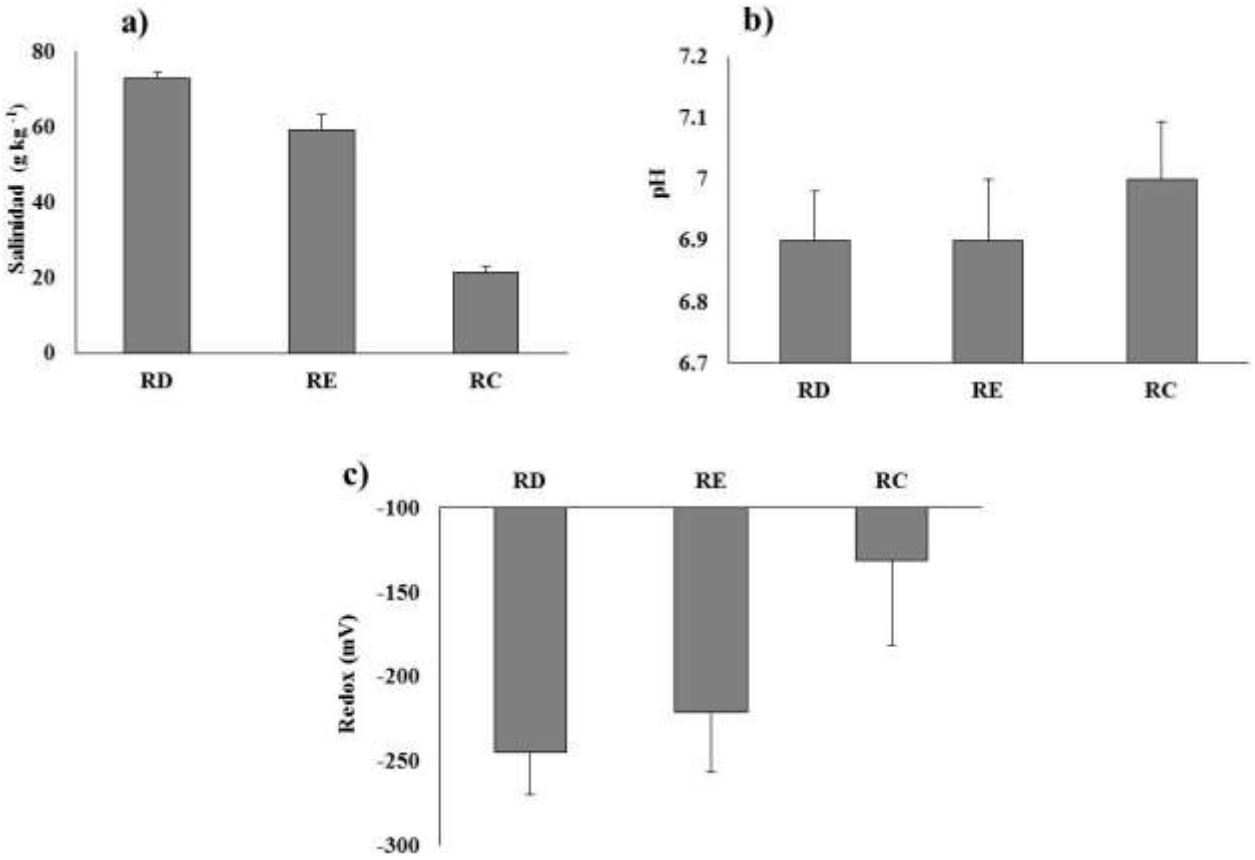

Figura 1. Salinidad intersticial (a), pH (b) y Redox (c) en las zonas de Referencia degradada (RD), zona de Regeneración (RE) y referencia conservada (RC).

La zona Referencia degradada presentó la densidad más alta con 0.79 g cm^{-3} y el menor contenido de materia orgánica (13%), la zona de Regeneración obtuvo 0.56 g cm^{-3} y 17% de contenido de materia orgánica. La zona Referencia conservada presentó los valores más bajos en la densidad con 0.2 g cm^{-3} y el mayor contenido de materia orgánica con 23% (Figura 1 a y b). La densidad aparente del suelo puede ser un indicador de compactación, además existe relación inversa entre la densidad aparente de los sedimentos y el contenido de materia orgánica (Brady, 1984). Los factores que determinan que un sitio tenga mayor capa orgánica en su suelo son la producción del manglar (sobre el suelo y bajo el suelo), la descomposición de la hojarasca, la mineralización de la materia orgánica, la exposición a la erosión del suelo y sedimentación, así como las entradas y salidas de agua al ecosistema (Twilley y Rivera-Monroy, 2005).

Estos resultados indican que los sedimentos son ligeramente más densos en la zona Referencia degradada que los valores reportados por Gutiérrez-Mendoza y Herrera-Silveira (2015), con una densidad aparente de 0.75 g m^{-3} para la localidad de Progreso. Los valores obtenidos en este estudio en el porcentaje de materia orgánica se encuentran dentro de los valores reportados por Herrera, *et al*., (2012) con 12.4% y 20.4% en Progreso, a diferencia de la zona Referencia conservada que presenta un mayor contenido de materia orgánica en comparación a datos previamente reportados.

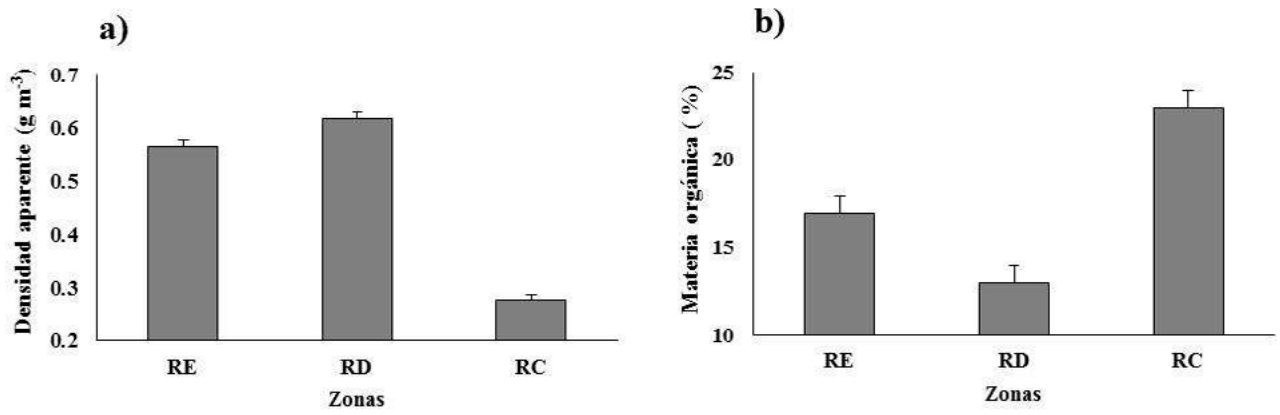

Figura 2. Densidad aparente (a) y contenido de materia orgánica (c) en la zona Referencia degradada (RD), zona Regeneración (RE) y Referencia conservada (RC).

El mayor almacén de carbono orgánico (Corg) en sedimentos se registró en la Referencia conservada con 354 Mg C ha^{-1}, seguido de la zona de Regeneración con 260 Mg C ha^{-1}, y el menor contenido de Corg se obtuvo en la Referencia degradada con 182.6 Mg C ha^{-1}. Estos valores indican que la zona de restauración almacena mayor concentración de carbono en el suelo a diferencia de la zona de referencia degradado. Estos resultados de la Referencia conservada son comparables con lo registrado por Adame *et al.,* (2013) con un intervalo de 286 a 426 Mg C ha^{-1}, a diferencia de la zona Referencia degrada y la zona de regeneración, los valores del Corg se encuentran por debajo de estos valores. La deforestación del manglar por cambio de uso de suelo libera grandes cantidades de C a la atmósfera (Valdez-Velarde *et al*., 2011), por ese motivo la restauración de manglares es una herramienta importante para mitigar los efectos del cambio climático, ya que permiten recuperar el C y secuestrarlo en los sedimentos del ecosistema de manglar.

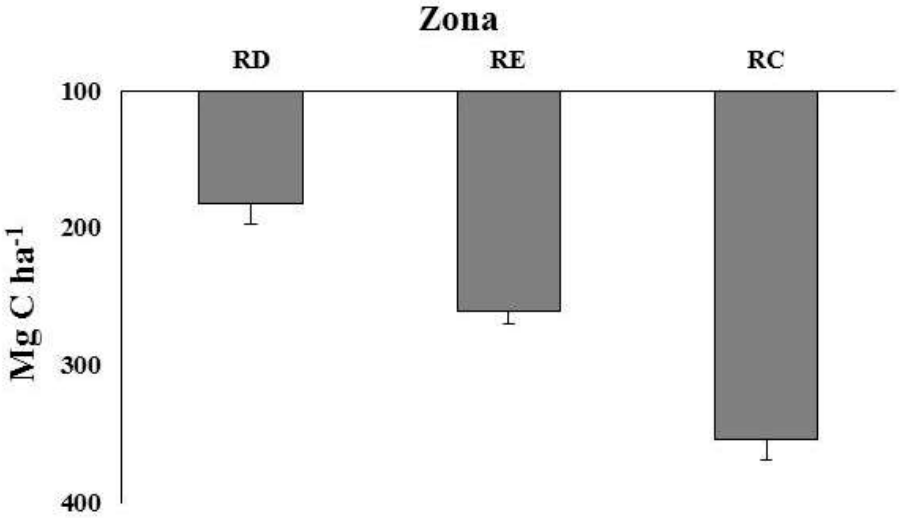

Figura 3. Almacén de carbono orgánico (Corg) en sedimentos de manglar: zona Referencia degradada (RD), zona de Regeneración (RE) y Referencia conservada (RC).

Conclusiones

La restauración contribuye a la recuperación de las condiciones fisicoquímicas del sedimento, materia orgánica y contenido de carbono en el sedimento. El suelo de los manglares ejerce un papel clave en la regulación del balance y ciclo del C. Si el manglar está en buena condición se evita la liberación del C a

la atmósfera, secuestrando el C en el suelo, incluso largos periodos de tiempo. Por ese motivo la restauración de manglares es importante para mitigar los efectos del cambio climático.

Literatura citada

Adame, M. F., J. Caamal, Jorge A. Herrera-Silveira, J. Boone Kauffman. 2013. Carbon stocks of tropical wetlands within the karstic landscape of the Mexican Caribbean. PLOS-ONE, 8(2):1-13

Chen, R. and R.R. Twilley. 1999. Patterns of mangrove forest structure and soil nutrient dynamics along the Shark River estuary, Florida. Estuaries. 22(4):955-970.

Donato, D. C., J. Boone Kauffman, D. Murdiyarso, S. Kurnianto, M. Stidham and M. Kanninen. 2011. Mangroves among the most carbon-rich forests in the tropics. NATURE GEOSCIENCE DOI. 10.1038

Flores V. J. 1996. Lagunas costeras y manglares de México su origen y distribución. 50-70. en: Abarca J. Y Cervantes A. (eds). Manual para el manejo y la conservación de los humedales en México. Instituto nacional de ecología. SEMARNAP.220.

Gutiérrez-Mendoza J. y J. Herrera-Silveira. 2015. Almacenes de Carbono en manglares de tipo Chaparro en un escenario cárstico. En: Paz, F., J. Wong. (editores). 2015. Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2014. Texcoco, Estado de México, México. ISBN: 978-607-96490-2-9. 642 p.

Herrera-Silveira, J.A., Zaldivar-Jimenez, A., Teutli-Hernández, C., Pérez-Ceballos, R., Caamal, J. y T. Andueza. 2012. Rehabilitación de manglares en el estado de Yucatán sometidos a diferentes condiciones hidrológicas y nivel de impacto: el caso de Celestún y Progreso. Centro de Investigación y de Estudios Avanzados. Unidad Mérida. Informe Final SNIB-CONABIO. Proyecto GH009. México, D.F

Izaurralde, R.C.; N.J. Rosenberg y R. Lal. 2001. Mitigation of climatic change by soil carbon sequestration: issues of science, monitoring, and degraded lands. Advances in Agronomy. 70:1- 75.

Kauffman, J. B. and D. Donato. 2012. Protocols for measurement, monitoring and reporting structure, biomass and carbon stocks in mangrove forest. Working Paper 86. Center for International Forestry Research (CIFOR). Bogor, Indonesia.

Kelly, P. M. and W. N. Adger. 2000. Theory and practice in assessing vulnerability to climate change and facilitating adaptation. Clim. Change 47: 325-352.

Lal, R., J. Kimble y R. Follet. 1998. Pedospheric processes and the carbon cycle. In: Lal, R.; J.M. Kimble; R.F. Follet y B.A. Stewart, eds. Soil Processes and the carbon cycle. Ohio. p:1-8.

Rivera-Monroy, V.H., R. Twilley, E. Medina, E.B. Moser, L. Botero, A.M. Francisco, and E. Bullard. 2004. Spatial variability of soil nutrients in disturbed riverine mangrove forests at different stages of regeneration in the San Juan River Estuary, Venezuela. Estuaries. 27:44–57.

Teutli-Hernandéz, C. 2008. Regeneración de zonas de manglar bajo diferentes regímenes hidrológicos en sistemas cársticos-carbonatados. Tesis Maestría (Biología Marina) CINVESTAV-IPN, Unidad Mérida. 118p.

Valdés-Velarde, Eduardo, Valdez Hernández, Juan Ignacio, Ordaz Chaparro, Víctor Manuel, Gallardo Lancho, Juan Fernando, Pérez Nieto, Joel, y Ayala Sánchez, Ciriaco. (2011). Evaluación del carbono orgánico en suelos de los manglares de Nayarit. Revista mexicana de ciencias forestales, 2(8), 47-58.

4.16. Contribución de carbono de las algas verdes calcáreas en la costa norte de Yucatán, México

Ortegón-Aznar Ileana[1]; Chuc-Contreras Andrea[1] y Collado-Vides Ligia[2]

[1]Departmento de Biología marina, CCBA, Universidad Autónoma de Yucatán.km 15.5 carr Mérida-Xmatkuil. Mérida, Yucatán, México.
[2]Department of Biological Sciences, Florida International University, Miami, FL, USA.
Autor para correspondencia: oaznar@correo.uady.mx

Resumen

Las algas verdes calcáreas (AVC) son importantes productores de sedimentos de carbono en los ambientes costeros. En este estudio, se estimó la biomasa de AVC (como peso seco) y su contribución de carbono orgánico (Corg) y de carbono inorgánico (Cing) (pérdida por ignición 500 °C) a lo largo de la costa norte de Yucatán en dos sitios de muestreo, cinco veces entre junio de 2014 y marzo de 2015. Tres especies de CGA: *Halimeda incrassata, Halimeda opuntia* y *Penicillus dumetosus* contribuyeron con un promedio de biomasa anual de 1214.8 g/m^2. Se reportan diferencias significativas estacionales ($p < 0.001$) entre sitios ($F = 4.59$, $p < 0.037$) y especies (Kruskal Wallis $p < 0.0001$). La cantidad total de Carbono aportado por el Cing es de 130 g/m^2 y representa el 10.7% del Peso seco total de las AVC. La biomasa promedio anual de AVC reportada en este estudio está por encima de los valores reportados de *H. incrassata* para el Caribe mexicano donde es la especie dominante; mientras que en Yucatán *H. opuntia* es dominante y su alta biomasa (1142.9 g/m^2 promedio anual) muestra una mayor contribución de carbonato que *H. incrassata* ya que incorpora casi el doble de calcio por g de biomasa seca por unidad de tiempo que otras algas. Las diferencias de biomasa entre sitios y las diferencias temporales pueden deberse a variaciones estacionales y en la profundidad y / o cobertura de otra vegetación sumergida. Este estudio proporciona la línea base para la estimación futura de la producción de carbono para Yucatán.

Palabras clave: *algas calcáreas verdes; biomasa; carbón orgánico e inorgánico; Yucatán; México.*

Abstract

Calcareous green algae (CGA) are important producers of carbonaceous sediments in coastal environments. In this study, the CGA standing stock (as dry weight) and its Organic carbon (Corg) and Inorganic carbon (Cing) (loss on ignition 500 °C) were estimated along the north coast of Yucatan at two sampling sites, five times between summer 2014 and summer 2015. The standing stock annual average of three CGA species: *Halimeda incrassata, Halimeda opuntia* and *Penicillus dumetosus* was 1214.8 g m^{-2}. Significant seasonal differences were found ($p < 0.05$) and between sites ($F = 4.59$, $p < 0.037$) and species (Kruskal Wallis $p < 0.0001$). The CGA annual average standing stock found in this study is above the values reported for *H. incrassata* at the Mexican Caribbean, where *H. opuntia* is dominant and its high values (1142.9 g/m^2 annual average) shows a higher carbonate contribution than *H. incrassata* as it incorporates almost twice as much calcium per g of dry biomass per unit time as other algae, making this species an important contribution of Inorganic carbon into the local system. Biomass differences between sites and temporal differences may be due to seasonal variations and in the depth and / or cover of other submerged vegetation. This study provides the baseline for future estimation of carbonate production of CGA and the role of CGA in the carbon budget of Yucatan.

Key words: *green calcareous algae; standing stock; organic and inorganic carbon; Yucatan; Mexico.*

Introducción

Se han estudiado a las macroalgas de los ecosistemas costeros y se ha visto que tienen el potencial de hacer contribuciones ecológicamente significativas hacia el secuestro global de carbono azul (Trevathan-Tackett *et al*., 2015). Las algas verdes calcáreas (AVC) pertenecientes a las Bryopsidales (*Halimeda, Penicillus, Rhipocephalus* y *Udotea*) son conocidos como productores de carbonato debido a su alta producción de $CaCO_3$ (Granier, 2012) que depositan en su esqueleto tanto en la luz como en la oscuridad (Goreau y Bowen, 1955; Goreau y Goreau, 1960b). Esta capacidad hace que estos calcificadores sean importantes para almacenar carbono y producir sedimentos marinos que contribuyen ampliamente a la deposición de carbono (Hillis-Colinvaux, 1980; Davies y Marshall, 1985, Diaz-Pulido *et al.,* 2007).

Halimeda puede contribuir en un 8% a la producción mundial total de carbonato (Hillis, 1997); la producción de $CaCO_3$ puede variar dependiendo de las diferentes regiones, (van Tussenbroek y van Dijk, 2007; Freile y Hillis, 1997). Yucatán tiene 378 km de costa con grandes praderas de pastos marinos y las AVC brindan importantes servicios a la región (Herrera *et al.,* 2010). Sin embargo, se sabe poco sobre su biomasa real y su dinámica estacional.

Considerando la contribución significativa de la calcificación de macroalgas a los presupuestos globales de carbono y la persistencia del carbono inorgánico en los sedimentos, cuantificamos la biomasa y el contenido de carbono orgánico e inorgánico estacional de las AVC del género *Halimeda* y *Penicillus* en dos sitios de la costa norte del Estado de Yucatán. El objetivo de este estudio es crear una línea de base del contenido de carbono de las AVC que se podría utilizar en futuros programas de gestión.

Materiales y Métodos

Área de estudio

Este estudio se realizó alrededor de "Isla Cerritos" que es una isla, ubicada a 5,5 km al este de el puerto de San Felipe (MCRNT. 2004) (Figura 1). Se seleccionaron dos sitios de muestreo: Cerritos 1 (21 ° 34 '302 "N, 088 ° 17' 570" W), el cual está compuesto por pastos marinos y AVC y tiene una profundidad promedio de 60 cm y fondo limoso-arenoso. Cerritos 2 (21 ° 33 '752 "N, 088 ° 18' 301" W) es un área donde predominan especies de *Avranvillea*, junto con AVC, y la profundidad promedio es 150 cm con fondo arenoso y fangoso.

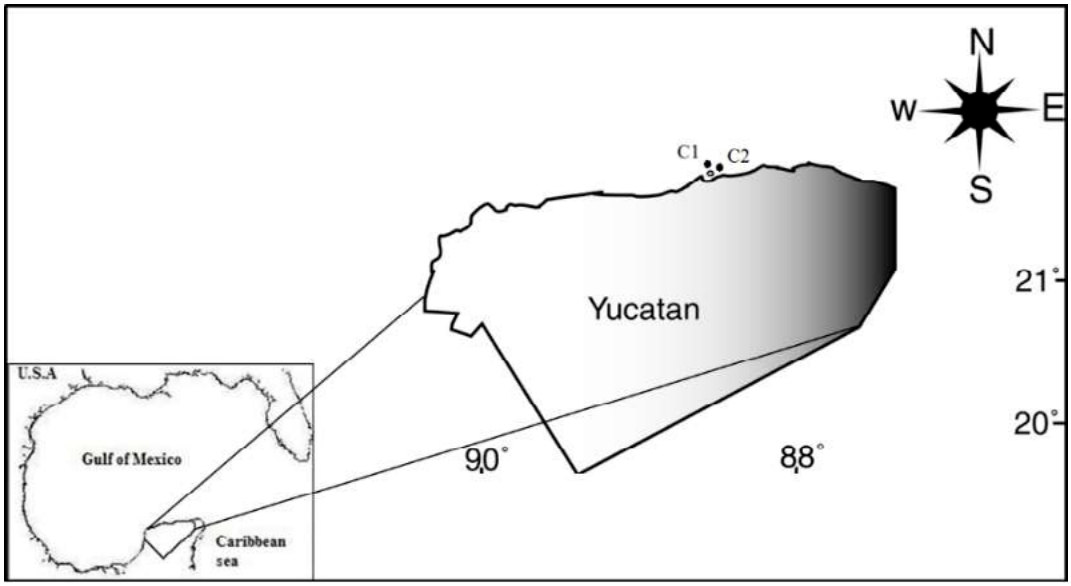

Figura.1 Área de estudio.

Metodología

Cada sitio fue visitado cinco veces entre el verano de 2014 y el verano de 2015. La biomasa se estimó mediante la recolección de especímenes de *Halimeda* spp. y *Penicillus* spp. presentes en tres cuadrantes de 0,25 m^2 seleccionados al azar.

Las muestras se separaron, limpiaron e identificaron secándose en un horno a una temperatura entre 70-80 °C hasta peso constante para obtener la biomasa total de la muestra; las muestras se incineraron a 500 °C durante 4 h. Las cenizas se pesaron y registraron como carbono inorgánico. En este trabajo usamos el término carbono inorgánico con el mismo significado que otros autores (Hudson, 1985; Bosence *et al*., 1985; Freile y Hillis, 1997; van Tussenbroek y van Dijk, 2007) usan como $CaCO_3$, esto se debe a que asumimos que no todo el carbono inorgánico es $CaCO_3$, pero en términos de comparación es lo mismo. La biomasa se calculó restando el peso inorgánico de la masa total (en g) y se presenta como carbono orgánico.

Proxy para $CaCO_3$ = Cenizas en gramos

Proxy para carbono orgánico = Peso seco inicial (masa seca total) - cenizas

Para estimar la cantidad real de carbono del Cing, la biomasa de $CaCO_3$ se multiplica por 0,12, porque solo el 12% de la diferencia de peso se puede atribuir al carbono (el carbono constituye el 12% del peso molecular del carbonato de calcio ($CaCO_3$) (Fourqurean *et al.,* 2014).

*Peso seco total (TDW) - Corg = Cing y a: Cing * 0.12*

*Contenido de carbono de la muestra = (a / TDW) * 100*

Las diferencias entre la biomasa total, el carbono orgánico e inorgánico entre sitios y estaciones, y todos los datos se probaron para determinar la homogeneidad de la varianza utilizando la prueba de Levene. Si se cumplía con homogeneidad de varianza se aplicaba un análisis de varianza (ANOVA), si no se encontraba homogeneidad se aplicaba una prueba no paramétrica de Kruskall-Wallis. Se compararon más de dos especies y se detectaron diferencias significativas entre especies utilizando un post hoc. Los análisis estadísticos se realizaron utilizando el programa SPSS versión 23.

Resultados y Discusión

La biomasa estaba compuesta por tres especies: *Halimeda incrassata, Halimeda opuntia y Penicillus dumetosu*s. La biomasa media anual de las AVC fue de 1214,8 g / m^2, de los cuales el 89% (1085,9 gr / m^2) correspondió a carbono inorgánico (Cing) y el 11% (128,5 gr / m^2) a carbono orgánico (Corg); esta cantidad es poco mayor que la reportada por van Tussenbroek y van Dijk (2007) para macroalgas en Puerto Morelos, Quintana Roo (815 g/m^2 $CaCO_3$) cuya especie analizada es *H incrassata* y menor que en Panamá por Freile y Hillis (1997) (2323 g/m^2 de $CaCO_3$) quienes solo trabajan con el género y no especifican especies. Existe una gran variación en las tasas de calcificación y esto está relacionado con las condiciones ambientales y fisiológicas (Harborne *et al.,* 2006) pero también con la composición de especies, ya que la tasa de calcificación y crecimiento varía según la especie (Stark *et al.*, 1969).

La biomasa de *H. opuntia* fue significativamente mayor (Kruskal Wallis p <0,0001) que las otras dos especies y su promedio anual fue de 1142.9 g/m^2. Se ha demostrado que esta especie incorpora casi el doble de calcio por g de masa seca por unidad de tiempo que otras algas (Stark *et al.,* 1969).

Hubo diferencias significativas entre la relación Cing y Corg para las estaciones por especie, mostrando la variación y diferencia entre las estaciones climáticas, *H. opuntia* (F = 6.2 P = 0.000) (Figura 2) *H. incrassata* (Kruskal Wallis P: <0 .0001) y *P. dumetosus* (Kruskal Wallis P = 0,002) (Figura 2).

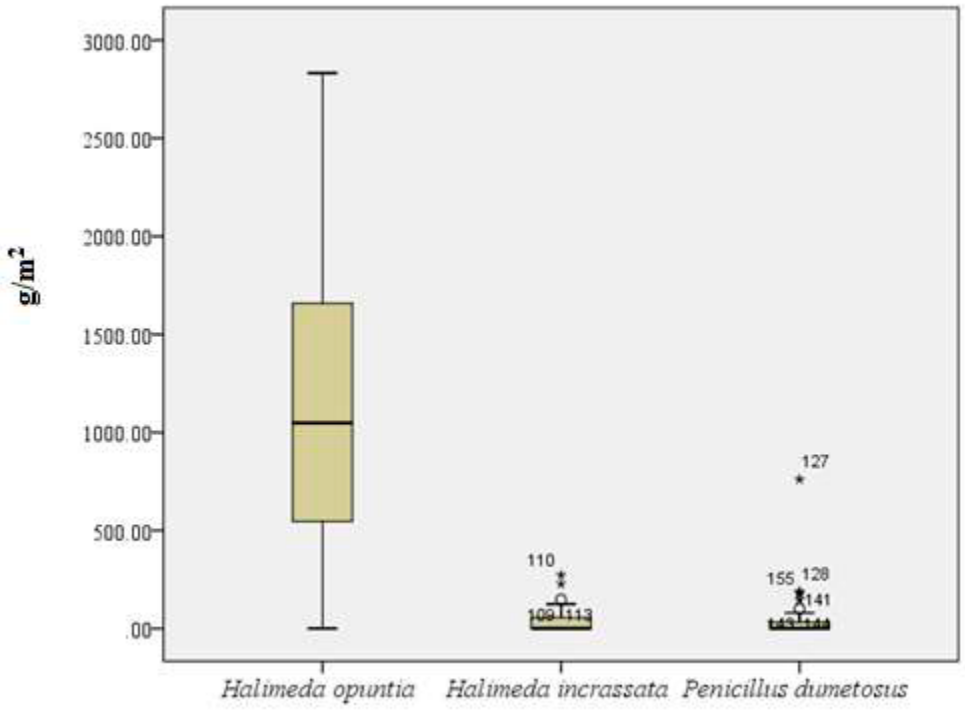

Figura 2. Diagrama de caja de las especies. Promedio de la biomasa por taxones para ambos sitios.

Las diferencias significativas entre la biomasa de especies y su proporción de Cing y Corg y se puede deber a la fisiología del género y de la especie en sí, debido a que la deposición de carbonatos tiene lugar por vías diferentes en *Penicillus* que en *Halimeda* (Böhm *et al.,* 1973) e incluso entre la composición de especies, porque *H. opuntia* muestra una mayor contribución a la producción de carbonato con 9 veces más que *H. incrassata* (Payri, 1988). En promedio, la proporción de Cing en ambos sitios osciló entre el 88% y el 91% de la biomasa total. Considerando la cantidad de masa total (TDW) el contenido de carbono de la muestra fue de un 10,72%.

La biomasa promedio de Cerritos 2 (1243.3 g/m^2) fue mayor que la de Cerritos 1 (1142.5 g/m^2). Se reportan diferencias significativas estacionales ($p < 0.001$) entre sitios ($F = 4.59$, $p < 0.037$), y esto puede deberse a la composición de especies de algas calcáreas en cada sitio que puede estar dada por la estructura y composición de las comunidades de pastos marinos que muestran que existe una competencia directa entre algas calcáreas y pastos marinos, que compiten por el espacio y que limitan la luz disponible (Williams, 1990; Davis y Fourqurean, 2001), la profundidad en esta área era muy amplia (70 cm durante las lluvias a 30 cm secas) exponiendo completamente las algas. En contraste, Cerritos 2 tuvo una profundidad promedio de 120 cm y las algas permanecieron sumergidas incluso durante las mareas más bajas y los meses más calurosos. Esta zona también mostró una menor densidad de pastos marinos por lo que menos competencia por las algas calcáreas verdes, presentando la mayor biomasa durante todo el año

La biomasa más alta se encontró en el verano de 2015 para Cerritos 1, con un total de 2125,6 g/m^2 basado principalmente en *H. opuntia* con la mayor biomasa (1921,6 gr / m^2) que las otras especies. La mayor abundancia de Cerritos 2 fue en otoño con un total de 1861,3 g / m^2 incluyendo la biomasa de las tres especies, pero también *H. opuntia* da la mayor biomasa (1750,5 gr / m^2). La proporción de Cing y Corg fue diferente entre los meses y sitios de muestreo. La biomasa de *H. opuntia* y su proporción de la TDW correspondió 90% a Cing y 10% a carbono orgánico (Corg) y es la especie con más porcentaje de Cing, pues *H. incrasata* y *P. dumetosus* tenían entre 64-85% de Cing, (Figura 3 a y b).

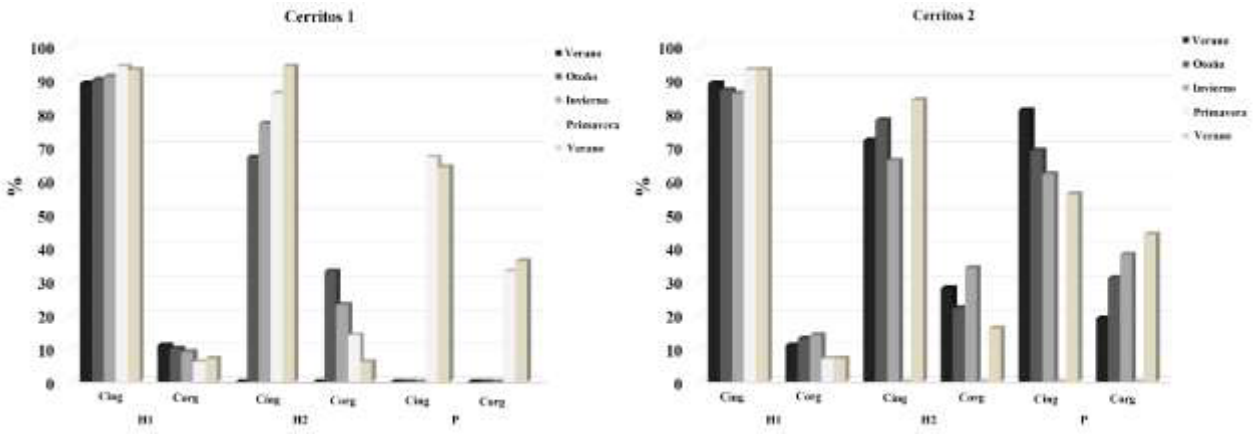

Figura 3a, b Porcentaje de Cing y Corg de H1: *Halimeda opuntia*, H2: *Halimeda incrassata* y P: *Penicillus dumetosus* en Cerritos1 (a) y Cerritos 2 (b).

Conclusión

Si consideramos que tenemos 378 km de costa en Yucatán y las AVC se distribuye por toda la costa (Herrera, 2010) estimamos más de 300 000 kg Cing /m^2 a lo largo de la franja costera. Por su importante aporte de material carbonatado Isla Cerritos se recomienda trabajos que involucren el monitoreo de lechos de pastos marinos y fotosíntesis de algas calcáreas. Ya que al conocer esta información se detectarán cambios en el entorno mediante el seguimiento de masas y se establecerá el uso y manejo adecuado de la zona.

Agradecimientos

Los autores le agradecen al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca de estancia sabática, a las personas de la CONANP y de la reserva de la Biosfera Río Lagartos que nos permitieron desarrollar nuestro trabajo y nos dieron todo su apoyo para las salidas de campo.

Literatura citada

Böhm, L. 1973. Composition and calcium binding properties of the water-soluble polysaccharides in the calcareous alga *Halimeda opuntia* (L) (Chlorophyta, Udoteaceae). Int Rev Ges Hydrobiol 58:117–126.

Bosence, D. 1989. Biogenic carbonate production in Florida Bay. Bull. Mar. Sci. 44:419–33.

Davies, P. J. and J. F. Marshall. 1985. *Halimeda* bioherms-low energy reefs, northern Great Barrier Reef. Proceedings of the Fifth International Coral Reef Congress 1: 1-7

Davis, B.C. and J.W. Fourqurean. Competition 2001. Between the tropical algae, *Halimeda incrassata*, and the seagrass, *Thalassia testudinum*. Aquat. Bot. 71: 217-232.

Diaz-Pulido, G., L.J. McCook, A.W.D. Larkum., H.K .Lotze., J.A. Raven., B. Schaffelke., J.E Smith and R.S. Steneck. 2007. Vulnerability of macroalgae of the Great Barrier Reef to climate change. pp. 154-192. *In* J. E. Johnson and P.A. Marshall (eds). Climate Change and the Great Barrier Reef.

Fourqurean, J., B. Johnson, J. B Kauffman, H. Kennedy and C. Lovelock.2014. Chapter 3. Field Sampling of Soil Carbon Pools in Coastal Ecosystems. pp.39-66. *In* Howard, J., Hoyt, S., Isensee, K., Telszewski, M., Pidgeon, E. (eds.). Coastal Blue Carbon: Methods for assessing carbon stocks and emissions factors in mangroves, tidal salt marshes, and seagrasses. Conservation International, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, International Union for Conservation of Nature. Arlington, Virginia, USA.180 p

Freile, D. and L. Hillis. 1997. Carbonate productivity by *Halimeda incrassata* land in a proximal lagoon, Pico Feo, San Blas, Panama. In Proc. 8th Int. Coral Reef Symp. 1:767-772.

Granier B. 2012. The contribution of calcareous green algae to the production of limestones: a review. *Geodiversitas* 34:35-60. http://dx.doi.org/10.5252/g2012n1a3

Goreau, T. F. and V. T. Bowen 1955. Calcium Uptake by a Coral Science. 1:1188-1189

Goreau, T.F and Goreau N.I. 1960 b. The physiology of skeleton formation in corals IV. On isotopic equilibrium exchanges of Calcium between corallum and environment in living and dead reef building corals. Biol. Bull 119:416-427.

Harborne, A. R., P.J. Mumby., F. Micheli., C.T. Perry., C.P. Dahlgren., K.E. Holmes and D.R. Brumbaugh. 2006. The functional value of Caribbean Coral reef, seagrasses, and mangrove habitats to ecosystems process. Advances in Marine Biology. 50: 59-191

Herrera-Silveira, J., O.M. Morales., y R.J. Ramírez. 2010. Plantas marinas. En Durán R. y M. Méndez (eds). 2010. Biodiversidad y Desarrollo Humano en Yucatán. CICY, PPD-FMAM,

Hillis, L. 1997. Coral reefs calcareous algae from a green perspective, and a first carbonate budget. Proc. 8th Int. Coral Reef Symp 1:761–766

Hillis-Colinvaux, L. 1980. Ecology and taxonomy of *Halimeda*: Producers of primary coral reefs. Adv. Mar. Biol. 17: 1-327

Hudson, J.H. 1985 Growth rate and carbonate production in *Halimeda opuntia*: Marquesas keys, Florida. pp 257–263. *In*: Toomey DF, Nitecki MH (eds) Paleoalgology: contemporary research and applications. Springer, Berlin,

MCRNT. 2004. Diagnosis for the development of the Forestry Development Plan of the Municipality of San Felipe, Yucatán. Merida, Yucatan, Mexico, Department of Conservation and Natural Resources Tropical, FMVZ, UADY.

Payri, C.E. 1988. *Halimeda* contribution to organic and inorganic production in a Tahitian reef system. Coral Reefs 6:251–262

Stark, L. M., L. and R. W. Krauss Almodovar. 1969. Factors Affecting the rate of calcification in *Halimeda opuntia* (L.) and *Halimeda discoidea* Lamouroux decaisne. J. Phycol. 5, 305-312.

Trevathan-Tackett, Stacey M.; Kelleway, Jeffrey; Macreadie, Peter I.; *et al*. 2015. Comparison of marine macrophytes for their contributions to blue carbon sequestration. Ecology 96:3043-3057

van Tussenbroek, B.I. and J.K. van Dijk. 2007. Spatial and temporal variability in biomass and production of Psammophytic *Halimeda incrassata* (Bryopsidales, Chlorophyta) in a Caribbean reef lagoon. J. Phycol. 43: 69-77

Williams SL. 1990. Experimental studies of Caribbean seagrass bed development. Ecol Monogr 60:449–469

4.17. Fijación neta de carbono por pastos marinos (*Phyllospadix* spp.) en una isla del Pacífico Mexicano

García-Pantoja Jessica A.[1]; **Ruiz-Montoya Leonardo[1]**; Sandoval-Gil José M.[1*]; Vivanco-Bercovich Manuel[1]; Ferreira-Arrieta Alejandra[1]; Zertuche-González José A.[1]; Guzmán-Calderón José M.[1]; Norzagaray-López Orión[1]; Samperio-Ramos Guillermo[1]; Montaño-Moctezuma Gabriela[1] y Hernández-Ayón Martín[1]

[1]Universidad Autónoma de Baja California (UABC), Instituto de Investigaciones Oceanológicas (IIO) P.O. Box 453, Ensenada, Baja California 22830, México.
Autor para correspondencia: jmsandovalgil@gmail.com

Resumen

A diferencia de otros pastos marinos en México, no existen reportes específicos que evalúen el potencial de las praderas marinas de *Phyllospadix* como sumideros/almacenes de Carbono Azul. El objetivo de este estudio fue cuantificar la capacidad de fijación neta de carbono inorgánico disuelto por una pradera de *Phyllospadix*, y el Carbono total almacenado que supone su biomasa epigea e hipogea. El estudio se realizó en una pradera inalterada localizada en una isla (Todos Santos, Ensenada, Baja California) dentro de la Reserva de la Biosfera Islas del Pacífico. Se cuantificó el área total de la pradera, su cobertura y biomasa. Las tasas de fijación neta de carbono a nivel de pradera se cuantificaron de acuerdo con esta productividad vegetativa, y con las tasas de fotosíntesis y respiración de haces medidas en laboratorio en respirómetros. El promedio de fijación neta de carbono inorgánico disuelto fue de ~279 mmol CO_2 m^{-2} $día^{-1}$, que fue similar a los valores estimados para otras praderas marinas en México. La biomasa foliar supone un almacén de C de ~5.52 Mg C ha^{-1}, muy superior a lo reportado para otras praderas. La estabilidad de la productividad vegetativa de estas praderas y su elevada biomasa fotosintética indican el importante papel de estas praderas como sumideros y almacenes de C-azul.

Palabras clave: *Área Natural Protegida; fijación de carbono; fotosíntesis; respiración.*

Abstract

Unlike other seagrasses in Mexico, there are no specific reports evaluating the potential of *Phyllospadix* seagrass meadows as Blue Carbon sinks/stocks. The objective of this study was to quantify the net-fixation capacity of dissolved inorganic carbon by a *Phyllospadix* meadow, and the total Carbon stored in its epigeal and hypogeal biomass. The study was carried out in an unaltered meadow located on an island (Todos Santos, Ensenada, Baja California), within the Biosphere Reserve Pacific Islands. The total area of the meadow, its coverage and biomass were quantified. The carbon net-fixation rates at meadow level were quantified according to its vegetative productivity, and the photosynthesis and respiration rates measured in shoots in the laboratory by using respirometers. The average dissolved inorganic carbon fixation was ~ 279 mmol CO_2 m^{-2} day^{-1}, similar to the values estimated for other seagrasses in Mexico. The foliar biomass represents a stored C of ~ 5.52 Mg C ha^{-1}, much higher than that reported for other meadows. The stability of the vegetative productivity of these meadows and their high photosynthetic biomass indicate the important role of these seagrass communities as Blue-C stocks and sinks.

Key words: *Natural Protected Area; carbon fixation; photosynthesis; respiration.*

Introducción

Las praderas de pastos marinos se encuentran entre las comunidades vegetales costeras más eficaces para la fijación y secuestro de carbono, conocido como Carbono Azul, C-azul (Nellemann *et al*., 2009). En México, el C-azul se ha cuantificado a partir del C contenido en los tejidos vegetales y en el sustrato circundante. Herrera-Silveira *et al*. (2019) revisaron los stocks (almacenes) de C-azul en las praderas mexicanas de pastos marinos por medio del análisis de isótopos radioactivos (Pb_{210}); también se han datado los sustratos y se han determinado las tasas de sedimentación en praderas de pastos marinos (Cuéllar-Martínez *et al*., 2020). Sin embargo, aún existe un importante desconocimiento acerca de la distribución y cobertura de las praderas marinas mexicanas que permitan la consecución de mapas de stocks de C, así como del principal proceso que permite la captación de carbono inorgánico disuelto (CO_2 y HCO_3^-) por las plantas y su transformación en material vegetal, *i.e.* las tasas de fijación neta a nivel de pradera (=fotosíntesis-respiración).

Phyllospadix torreyi y *Phyllospadix scouleri* se encuentran entre los pastos marinos más productivos (11.3 g DW m^{-2} d^{-1}; Kennedy *et al.* 2010) y se distribuyen a lo largo de la costa oeste de Norte América, desde Alaska hasta Baja California Sur, México (Ramírez-García *et al*., 2002). En el Pacífico costero de Baja California, estas especies conforman praderas intermareales y submareales someras (hasta ~5 m) sobre sustrato rocoso, y en ambientes caracterizados por una elevada energía hidrodinámica (Ramírez-García *et al*., 2002). Aunque las praderas de *Phyllospadix* presentan un reducido sistema rizomático y se asientan sobre sustrato rocoso, su naturaleza perenne, su elevada biomasa fotosintética epigea y la alta disponibilidad de luz en el ambiente somero en el que se desarrolla, podrían resultar en elevadas tasas de fijación de C que sustentarían su papel como sumideros de C en la mitigación del Cambio Climático (Fourquerean *et al.,* 2012). La susceptibilidad de estas praderas a la influencia directa de actividades antropogénicas y los servicios ecosistémicos que se le atribuyen, ha suscitado el estudio de su biología y ecología e incluso estrategias para su restauración en zonas impactadas. Su amplia distribución, que incluye también las islas del Pacífico Mexicano recientemente declaradas como Reserva de la Biósfera Islas del Pacífico de la Península de Baja California (RBIPPBC), así como su notable productividad vegetativa, son factores que las convierten en especies interesantes como bioindicadores de calidad del ambiente o sistemas secuestradores de C-azul. Esto último se alinea con las propuestas de la Comisión de Cooperación Ambiental, que reconoce a Baja California entre las regiones prioritarias para recabar mapas de almacenes de C-azul en praderas de pastos marinos (CEC, 2016).

Este estudio tuvo como objetivo principal examinar, por primera vez, el papel de las praderas de *Phyllospadix* como sumidero de C-azul. Para ello se cuantificaron el área/biomasa y tasas de productividad neta fotosintética de una pradera localizada en una zona insular prístina, Isla de Todos Santos que forma parte de la RBIPPBC.

Materiales y Métodos

Área de estudio y diseño de estación de muestreo

La pradera marina de *Phyllospadix* spp. objeto de estudio se localiza en la Isla de Todos Santos (ITS, 31°48’ N 116°47’ O; Figura 1), en la región oeste de la Bahía de Todos Santos (Ensenada, Baja California) y forma parte de la RBIPPBC. Dicha pradera es mixta, constituida por las especies *P. torreyi* y *P. scouleri*, y se extiende en un rango batimétrico típico de estas especies (hasta los 5 m de profundidad) en un área total de 19 484 m². Dicha área fue establecida previamente delimitando el contorno externo de la pradera con GPS (Garmin eTreX 20) y buceo libre.

El estudio se realizó en diciembre de 2019. Para el diseño de muestreo de las mediciones de productividad vegetativa se establecieron cinco transectos (60 m cada uno), que cubrieron el área total de la pradera (Figura 1).

Los datos de temperatura del agua y la irradiancia PAR en la pradera fueron monitoreados en continuo mediante sensores sumergibles (HOBO-ONSET Pendant Temperature/Light 64K Data Logger -UA-002-64), instalados en el límite inferior de la pradera.

Cobertura y biomasa

La cobertura (% m^{-2}) de la pradera se determinó mediante el lance de cuadrantes de PVC de 1 x 1 m (1 m²), subdivididos en cuatro sub-cuadrantes de 50 x 50 cm. Los lances se realizaron a lo largo (y a ambos lados) de los transectos, cada 10 m, y mediante buceo autónomo. También se estimó la cobertura mediante el método de "punto de contacto" descrito en Murray *et al*. (2006) y propuesto específicamente para para el intermareal rocoso. La biomasa (epigea e hipogea) vegetal y densidad de haces se determinaron mediante la colecta total de material vegetal en un área de 400 cm², usando cuadrantes de PVC de 20 x 20 cm. El material colectado se transportó al laboratorio, donde fue procesado y secado. La fracción de Carbono total de la biomasa vegetal se calculó asumiendo un contenido del 30% del peso seco total según Williams (1995).

Curvas P-I (fotosíntesis vs. irradiancia)

Las tasas de fotosíntesis y respiración de haces *Phyllospadix* colectados en la pradera de estudio se midieron en laboratorio (n = 6) mediante evolución de oxígeno, y en incubaciones con un sistema de respirómetros y optodos (Pre-Sens OXY-4SMA). El método y el manejo de material vegetal fueron similares a los descritos para macroalgas en Umanzor *et al*. (2020). Las tasas de productividad (curvas P-E) se ajustaron al modelo hiperbólico tangencial de Jassby y Platt (1976). Los cocientes fotosintéticos y respiratorios (mol O_2:mol CO_2) se obtuvieron en otras incubaciones similares, en los que la productividad se midió por evolución de oxígeno y de carbono inorgánico disuelto, simultáneamente. El oxígeno disuelto fue medido con optodos, mientras que las especies del carbono inorgánico fueron derivadas (CID y CO_2; CO2SYS) a partir de series de tiempo de pH medidas con electrodo de vidrio (± 0.01 unidades; 18 ± 0.1 °C) y muestras discretas de alcalinidad total (inicio y final de la incubación; ± 3 µmol kg^{-1}). Las tasas de fijación neta diaria de carbono inorgánico disuelto a nivel de pradera (mmol CO_2 m^{-2} $día^{-1}$) se calcularon a partir de la diferencia entre las tasas de fotosíntesis netas calculadas para cada condición lumínica *in situ*, y las tasas de respiración durante la noche. Los valores en O_2 se convirtieron en C usando un factor PQ = 0.25 y PR = 0.17. Para la estimación de productividad a nivel de pradera se consideró la biomasa y cobertura promedio obtenidas del muestreo *in situ*.

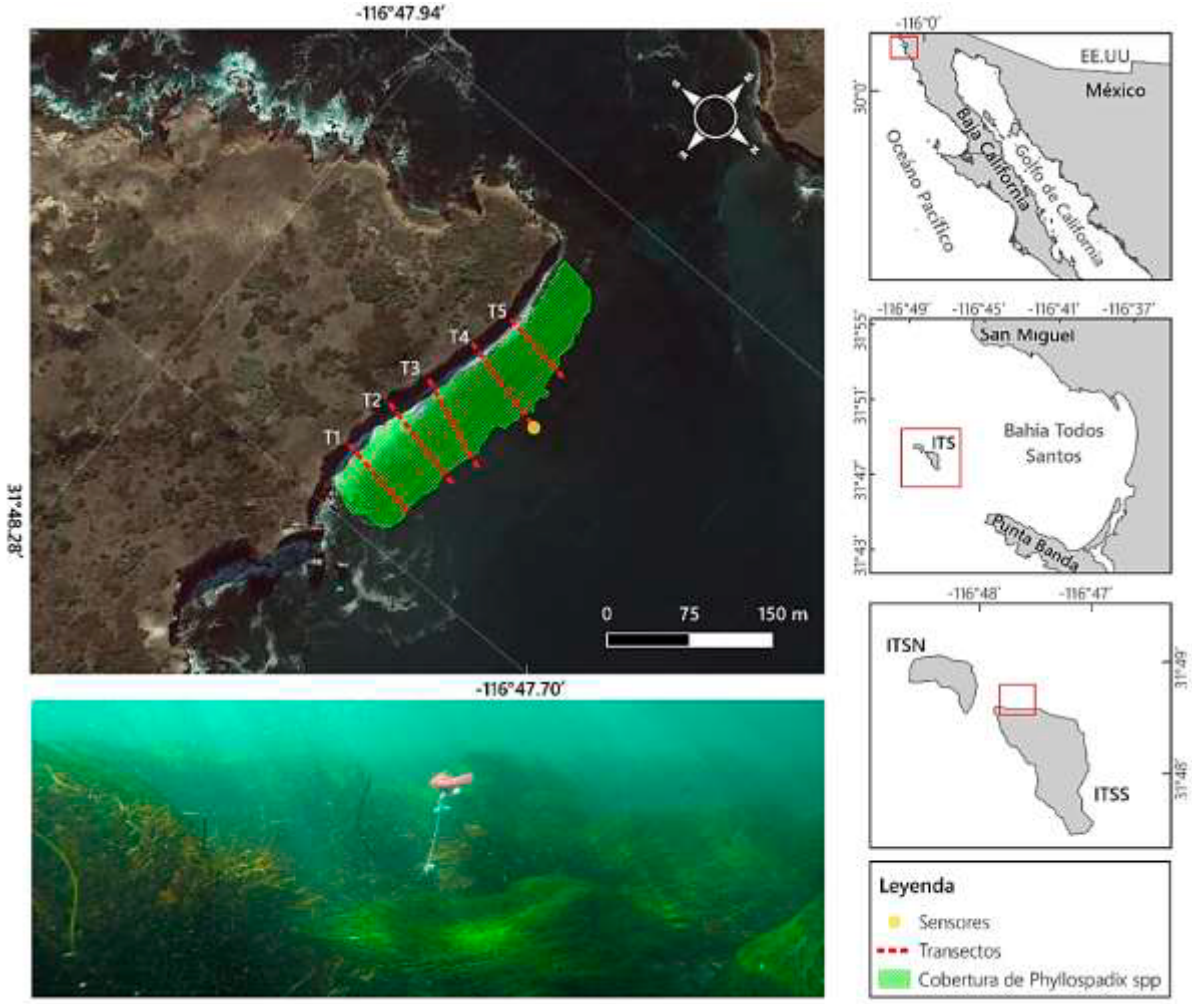

Figura 1. Pradera marina de *Phyllospadix* objeto de estudio en la Isla Todos Santos.
El *polígono verde* indica el área de la pradera marina.
Dentro del polígono, las *líneas punteadas color rojo* indican los transectos fijos (T1–T5) sobre los que se realizaron el muestreo de cobertura y la colecta de biomasa. El *punto amarillo* indica la localización de los sensores de luz y temperatura.

Resultados y Discusiones

Las tasas de fotosíntesis *versus* irradiancia (Figura 2) cuantificadas en incubaciones de laboratorio se ajustaron a la típica curva hiperbólica tangencial mostrada por otros macrófitos marinos. La irradiancia de saturación para la fotosíntesis se estimó cercana a 200 µmol fotón m^{-2} s^{-1}, lo que indica que la fotosíntesis de *Phyllospadix in situ* no se encuentra saturada normalmente con la irradiancia disponible en las zonas más profundas de la pradera. Los valores de CF (cociente fotosintético) también variaron a irradiancias crecientes, y se ajustaron significativamente a una curva hiperbólica (Figura 2).

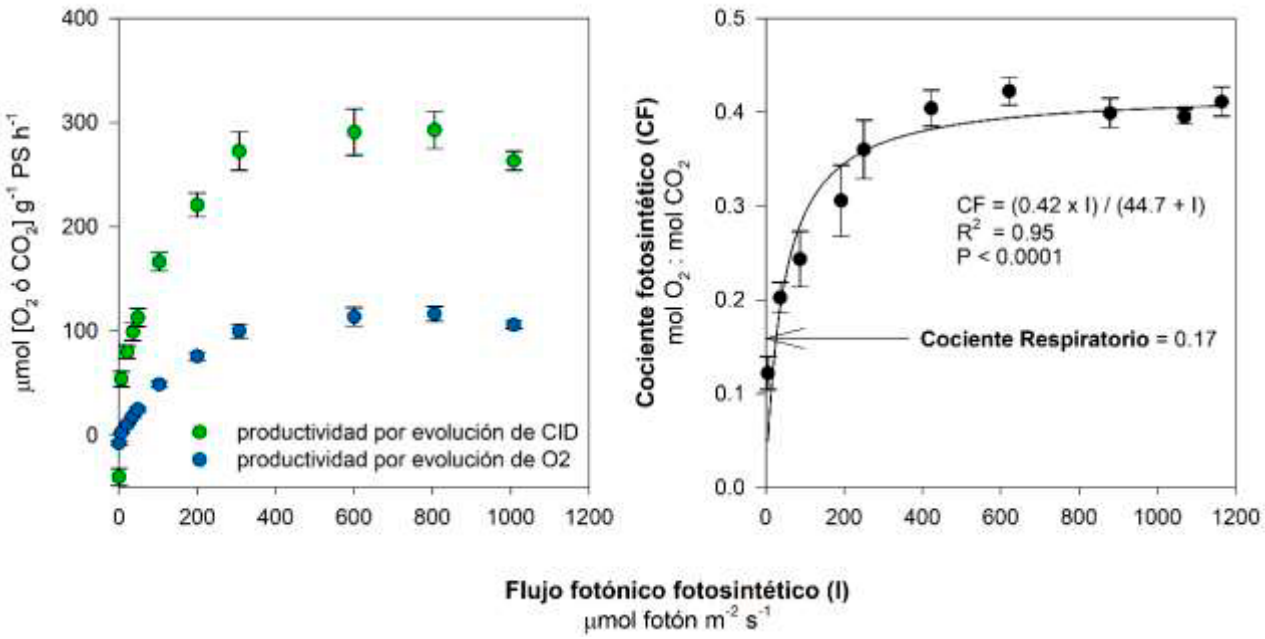

Figura 2. Tasas de productividad neta (*panel de la izquierda*) medidas en laboratorio por evolución de oxígeno (símbolos en azul), y valores transformados a carbono (símbolos en verde), de acuerdo con los valores de cocientes fotosintéticos a cada irradiancia y al cociente respiratorio (*panel de la derecha*).

El promedio de fijación neta de C fue de ~279 mmol CO_2 m^{-2} $día^{-1}$, aunque debido a la variabilidad en la disponibilidad de luz, los valores presentaron variaciones notables entre días. Se estimaron valores positivos máximos de ~279 y mínimos de ~10 mmol CO_2 m^{-2} $día^{-1}$. En uno de los días en los que la disponibilidad de luz fue mínima, también se estimó una tasa de productividad negativa de ~100 mmol CO_2 m^{-2} $día^{-1}$. Los valores de productividad neta calculados para esta pradera mixta de *Phyllospadix* fueron semejantes a los reportados para otras comunidades vegetales marinas que desempeñan un papel importante como almacén de carbono azul en México, *p.e*. *Zostera marina* y *Thalassia testudinum* (300-800 mmol C m^{-2} $día^{-1}$; Herrera-Silveira *et al*., 2019).

Se obtuvieron valores de entre 1600-1750 g PS m^{-2} de biomasa foliar, y 850-1500 g PS m^{-2} de biomasa rizomática (Figura 4). Estas biomasas fueron alrededor de diez veces mayores que las reportadas para praderas de la otra especie más productiva en lagunas costeras de Baja California, *Zostera marina* (148 y 93 g PS m^{-2}; Sandoval-Gil *et al*., 2015). En términos de contenido en C, se obtuvieron valores de 5.52 Mg C ha^{-1} en biomasa foliar, y de 3.44 Mg C ha^{-1} en rizoma y raíces. Estos valores de C en biomasa foliar fueron muy superiores a los reportados para otras praderas de pastos marinos de otras regiones de México (~1 Mg C ha^{-1}; Herrera-Silveira *et al*., 2019). El almacén de C correspondiente a los tejidos rizomáticos fue muy inferior a los reportados a otras especies, donde también se incluye el C orgánico secuestrado en sedimentos (~20-100 Mg C ha^{-1}; Herrera-Silveira *et al*., 2019).

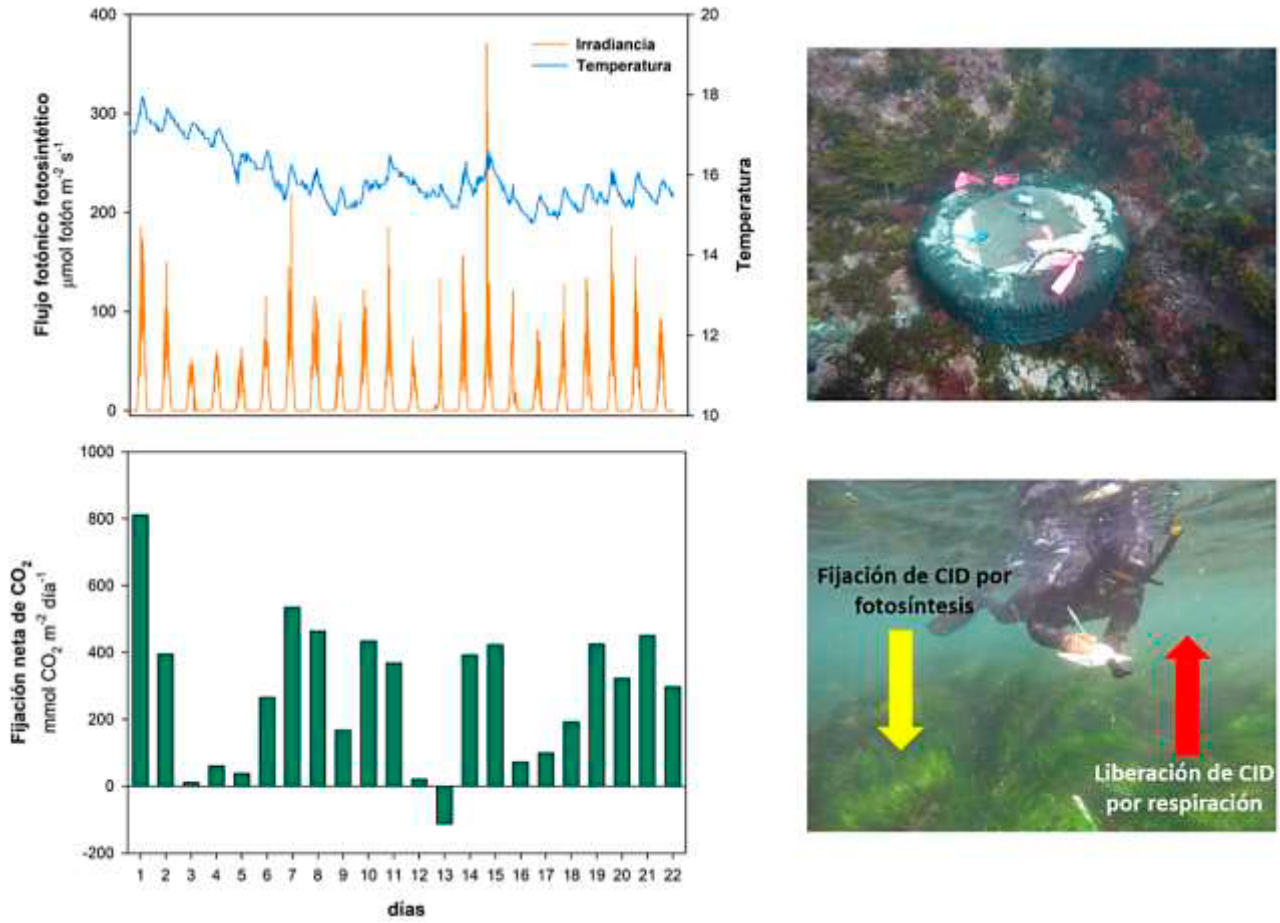

Figura 3. Valores de irradiancia y temperatura medidas durante el periodo de muestreo (diciembre 2019-enero 2020) y valores de fijación neta de carbono inorgánico a nivel de pradera.

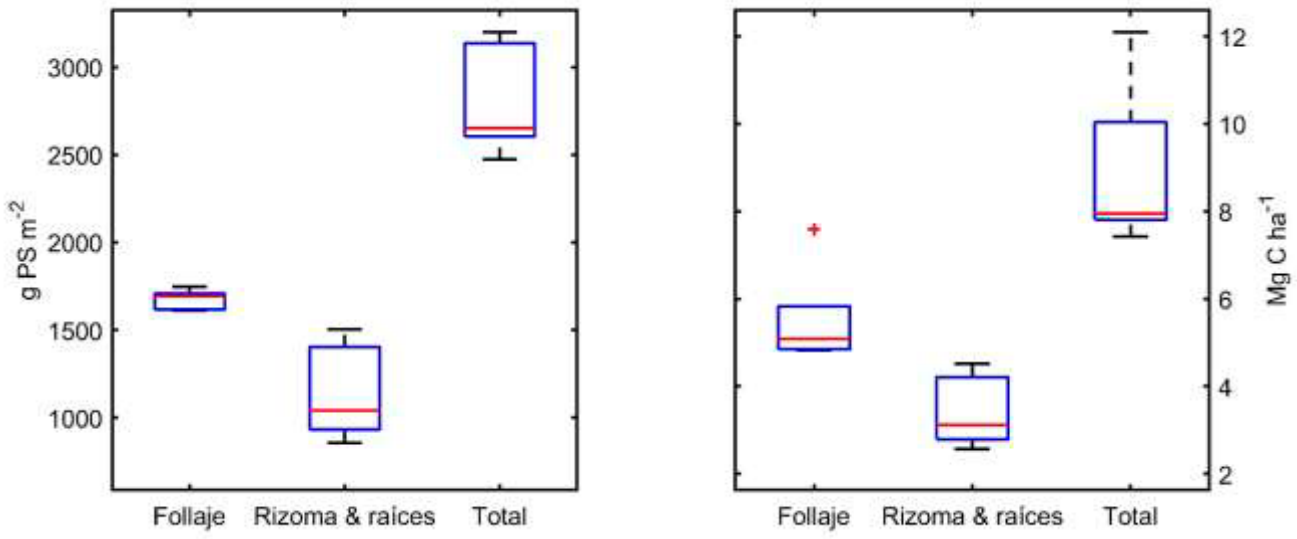

Figura 4. Valores de biomasa en invierno por metro cuadrado para *Phyllospadix* sp. (izquierda). Tasa de fijación de CID (*Mg C ha^{-1}*) de *Phyllospadix* spp. en diferentes tipos de tejido vegetal (*Follaje, Rizomas y raíces*) y Total (*Follaje + Rizoma y raíces*) para la temporada de invierno.

La línea roja muestra la mediana de los 5 transectos, la caja azul representa el percentil 25 y 75 y las líneas negras el rango total de los datos, el signo rojo es un outlayer.

Conclusiones

Las praderas marinas de *Phyllospadix* spp. muestran elevadas tasas de fijación neta de CID, que pueden ser superiores a las cuantificadas para otras especies de pastos marinos catalogadas como secuestradoras de C-azul. A diferencia del C almacenado en tejidos rizomáticos, el correspondiente a la biomasa foliar es mucho más elevado que las praderas de pastos marinos de Baja California y otras regiones de México. Aunque no reportados en este estudio, la naturaleza perenne de la biomasa foliar de *Phyllospadix* y la estabilidad anual del área/cobertura de las poblaciones, son factores que soportan el papel de estas praderas como sumideros de C-azul. Sin embargo, esta consideración debe ser corroborada por estudios más específicos que evalúen la influencia de otros factores bióticos y abióticos en la capacidad de secuestro de C por *Phyllospadix*, *p.e*., flujos de exportación e importación de materia, tasas de herbivoría, estatus biológico de la estructura clonal, influencia de variables ambientales en tasas de fotosíntesis y respiración, impactos costeros.

Agradecimientos

Este estudio fue financiado por el proyecto CONACYT-CIENCIA BÁSICA A1-S-8382 “Evaluación de los efectos del cambio climático en la vegetación marina sumergida: integración de las respuestas a los niveles molecular, fisiológico y de comunidad (CLIMAVEMAR)” bajo dirección de J. M.S-G. L.R-M y M.V-B gozan de becas CONACYT de postdoctorado y doctorado, respectivamente. Este trabajo no hubiese sido posible sin el apoyo de los demás miembros del grupo de Botánica Marina del IIO.

Literatura citada

Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas. 2005. Estudio Previo Justificativo para el establecimiento de la Reserva de la Biosfera Islas del Pacífico de California. México. D.F. 169.

Cuéllar-Martínez, T., A.C. Ruiz-Fernández, J.A. Sánchez-Cabeza, L. Pérez-Bernal, P.G. López-Mendoza, V. Carnero-Bravo and Y. Vázquez-Molina. 2020. Temporal records of organic carbon stocks and burial rates in Mexican blue carbon coastal ecosystems throughout the Anthropocene. Global and Planetary Change 192

CCA.2016. Carbono azul en América del Norte: evaluación de la distribución de los lechos de pasto marino, marismas y manglares, y su papel como
sumideros de carbono. Comisión para la Cooperación Ambiental, Montreal. Canadá.

Fourqurean, J.W., C.M. Duarte, H. Kennedy, N. Marbà, M. Holmer, M.A. Mateo, E.T. Apostolaki, G.A. Kendrick, D. Krause-Jensen, K.J. McGlathery and O. Serrano. 2012. Seagrass ecosystems as a globally significant carbon stock. Nature Geoscience 5:505-509.

Herrera-Silveira, J. A., S.M. Morales-Ojeda, J.E. Mendoza-Martínez, I. Medina-Gómez, J. Ramírez-Ramírez, J.M. Sandoval-Gil and V.F. Camacho-Ibar. 2019. Pastos Marinos. pp. 150-177. *In*: Paz-Pellat, F., J. M. Hernández-Ayón, R. Sosa-Ávalos y A. S. Velázquez-Rodríguez. (eds). Estado del Ciclo del Carbono: Agenda Azul y Verde. Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, Estado de México, México.

Jassby, A. D. and T. Platt. 1976. Mathematical formulation of the relationship between photosynthesis and light for phytoplankton. Limnology and oceanography 21:540-547.

Kennedy, H., J. Beggins, C.M. Duarte, J.W. Fourqurean, M. Holmer, N. Marbà and J.J. Middelburg. 2010. Seagrass sediments as a global carbon sink: Isotopic constraints. Global Biogeochemical Cycles 24:4.

Murray, S. N., R. Ambrose and M.N. Dethier. 2006. Monitoring rocky shores. University of California Press. Berkeley and Los Angeles, California.

Nellemann, C., E. Corcoran, C. M. Duarte, L. Valdés, C. de Young, L. Fonseca and G. Grimsditch. 2009. Blue carbon. A rapid response assessment. United Nations Environment Programme, GRIDArendal.

Ramírez-García, P., J. Terrados, F. Ramos, A. Lot, D. Ocaña and C. M. Duarte. 2002. Distribution and nutrient limitation of surfgrass, *Phyllospadix scouleri* and *Phyllospadix torreyi*, along the Pacific coast of Baja California (México). Aquatic Botany 74(2):121-131.

Sandoval-Gil, J. M., V.F. Camacho-Ibar, M.C. Ávila-López, J. Hernández-López, J.A. Zertuche-González and A. Cabello-Pasini 2015. Dissolved inorganic nitrogen uptake kinetics and $\delta^{15}N$ of *Zostera marina* L.(eelgrass) in a coastal lagoon with oyster aquaculture and upwelling influence. Journal of Experimental Marine Biology and Ecology 472:1-13.

Umanzor, S., M.M. Ramírez-García, J.M. Sandoval-Gil, J.A. Zertuche-González and C. Yarish. 2020. Photoacclimation and Photoprotection of Juvenile Sporophytes of *Macrocystis pyrifera* (*Laminariales, Phaeophyceae*) Under High-light Conditions During Short-term Shallow-water Cultivation. Journal of Phycology 56(2):380-392.

Williams, S.L., 1995. Surfgrass (*Phyllospadix torreyi*) Reproduction: Reproductive Phenology, Resource Allocation, and Male Rarity. Ecology 76:1953-1970.

5 Ecosistemas Marinos

5.1. Carbonato de calcio en una bahía tropical subóxica/anóxica del Golfo de California

Sánchez Alberto[1]; Rodríguez-Figueroa Griselda y Shumilin Evgueni

[1]Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, Instituto Politécnico Nacional. Av. IPN SN, CP 23096, La Paz, Baja California Sur. Autor para correspondencia: alsanchezg@ipn.mx, alsanchezg13@gmail.com

Resumen

La bomba biológica del carbono es esencial para poder entender el ciclo del carbono. Los modelos numéricos globales sub/sobreestiman el flujo y distribución de carbono orgánico e inorgánico en el océano y sobre todo en los márgenes continentales, debido a la limitada disponibilidad de estudios sobre el hundimiento, acumulación y enterramiento de trazadores biogeoquímicos de la productividad marina exportada, *i.e.* carbono orgánico y carbonato de calcio. En el presente estudio se infirieron los posibles mecanismos que favorecen la exportación y preservación de carbonato de calcio, bajo condiciones de suboxia/anoxia en la Bahía de La Paz, Golfo de California. Se recolectaron 80 muestras de sedimentos superficiales en el intervalo de 10 a 407 m de profundidad en el interior de la bahía. El análisis de carbonato de calcio se cuantificó por la perdida en peso por ignición a 1000 °C con un porcentaje de recuperación de 103%. El contenido de carbonato de calcio incrementa con la profundidad de la columna de agua. El porcentaje de carbonato de calcio fue el doble (14%) en lodos que en arenas (7%), posiblemente asociado a nanoplancton calcáreo y foraminíferos < 63 μm. El coeficiente de determinación fue 0.7788 entre el carbonato de calcio y el carbono orgánico esto corrobora la importancia de estos componentes biológicos en el secuestro de carbono que es exportado, acumulado y preservado bajo condición de suboxia y anoxia en esta bahía.

Palabras clave: *bomba biológica; carbonato de calcio; carbono orgánico; Golfo de California.*

Abstract

The biological carbon pump is essential to understand the carbon cycle. Global numerical models underestimate or overestimate the flux and distribution of organic and inorganic carbon in the ocean. This occurs, especially, in the continental margins due to the limited availability of studies about the sinking, accumulation, and burial of biogeochemical tracers of exported marine productivity, *i.e.* organic carbon, and calcium carbanote. In the present study, the possible mechanisms that favor the export and preservation of calcium carbonate were inferred, under suboxia/anoxia conditions in La Paz Bay, Gulf of California. 80 surface sediment samples were collected in the 10 to 407 m depth range in the interior of the bay. Calcium carbonate analysis was quantified by weight loss by ignition at 1000 °C with a recovery percentage of 103%. The calcium carbonate content increases with water column depth. The percentage of calcium carbonate was double (14%) in muds than in sands (7%), possibly associated with calcareous nanoplankton and foraminifera <63 μm. The coefficient of determination was 0.7788 between calcium carbonate and organic carbon, which corroborates the importance of these biological components in the sequestration of carbon, that is exported, accumulated and preserved under the condition of suboxia and anoxia in this bay.

Key words: *biological pump; calcium carbonate; organic carbon; Gulf of California.*

Introducción

La bomba biológica de carbono secuestra CO_2 de la atmósfera, transformándolo en carbono orgánico que es exportado hacia el lecho marino, al escapar a los procesos de remineralización de la columna de agua (Dunne *et al*., 2007; Keil, 2017; Fennel *et al*., 2019). Por otra parte, la forma inorgánica del carbono en el océano es convertida, a partir de la precipitación en carbonato de calcio, que es rápidamente exportado hacia el lecho marino de la margen continental (Berelson *et al*., 2007; Fennel *et al*., 2019). Aunque se han hecho esfuerzos para estimar cuanto del carbono orgánico y carbonato de calcio es exportado hacia el lecho marino, los flujos de carbono orgánico e inorgánico están subestimados en el margen continental, debido a la complejidad de procesos oceanográficos que ocurren en esta zona transicional océano y continente, más el efecto de la actividad antropogénica (Keil, 2017). Las estimaciones de la acumulación de carbono orgánico son de 8 a 30 veces y 4 a 15 veces más de carbonato de calcio por unidad de área en el margen continental que en el océano abierto, esto corresponde con el 80% de carbono orgánico y 50% de carbonato depositado en la región marginal de los continentes (Chen *et al*., 2003).

En la región sur del Golfo de California, la estimación de los flujos de CO_2 sugieren que esta región del golfo actúa como fuente de CO_2 a la atmósfera, en concordancia con las observaciones obtenidas en el Pacífico ecuatorial (Rodríguez-Ibáñez *et al*., 2013). Específicamente, la parte profunda de la bahía de La Paz, *i.e.* cuenca Alfonso, el carbono total fue estimado en 5160 ton año^{-1} (3560 ton año^{-1} de Corg y 1600 ton año^{-1} de Cinorg) corresponde al 9.4% del aporte antropogénico local a la atmósfera (Silverberg *et al*., 2007). El flujo de carbono orgánico y carbonato de calcio ha sido estimado, a partir de una trampa de sedimento ubicada en cuenca Alfonso a 350 m de profundidad, para el periodo de 2002 a 2009. El porcentaje de carbono orgánico varió de 1% a 17% y el carbonato de calcio osciló entre 3% al 27% (Silverberg *et al*., 2014). Mientras que, la distribución espacial del carbono orgánico en los sedimentos superficiales de la Bahía de La Paz fluctuó de 1% y 13% (Sánchez *et al*., 2018). La cercana similitud entre los valores de carbono orgánico para el material particulado en hundimiento colectado en la trampa de sedimento y los sedimentos superficiales en la bahía sugieren que existe una buena preservación del carbono orgánico que es exportado al sedimento, asociado a las condiciones de suboxia y anoxia que ocurren en el interior de la bahía (Sánchez *et al*., 2018). Por otra parte, la hipótesis de "lastre" sugiere que existe una correlación significativa entre el flujo de carbono orgánico, carbonato de calcio y la fracción litogénica, en cuenca Alfonso (Silverberg *et al*., 2014).

El objetivo del presente estudio es inferir los posibles factores que favorecen la exportación y preservación de carbonato de calcio bajo condiciones de suboxia/anoxia en la Bahía de La Paz, Golfo de California.

Materiales y Métodos

Área de estudio

La Bahía de La Paz está ubicada en la costa SE de la Península de Baja California. La mitad de la bahía tiene 50 m de profundidad promedio e incrementa gradualmente hasta 410 m de profundidad, en la cuenca Alfonso. Las masas de agua presentes en la bahía son agua del Golfo de California y agua subsuperficial ecuatorial (Monreal-Gómez *et al*., 2001). En el intervalo de 100 m a 410 m de profundidad, la bahía está caracterizada por una región desnitrificante (Sánchez *et al*., 2018), que coincide con la zona de mínimo de oxígeno del Pacífico nororiental mexicano (van Geen *et al*., 2003).

Metodología

Las muestras de sedimento superficial fueron recolectadas en febrero de 2014 utilizando un nucleador de caja, para formar un arreglo de 80 estaciones en el intervalo de 10 m a 407 m de profundidad (Figura 1). Los primeros 2 cm del sedimento superficial fueron recolectados y preservados por enfriamiento.

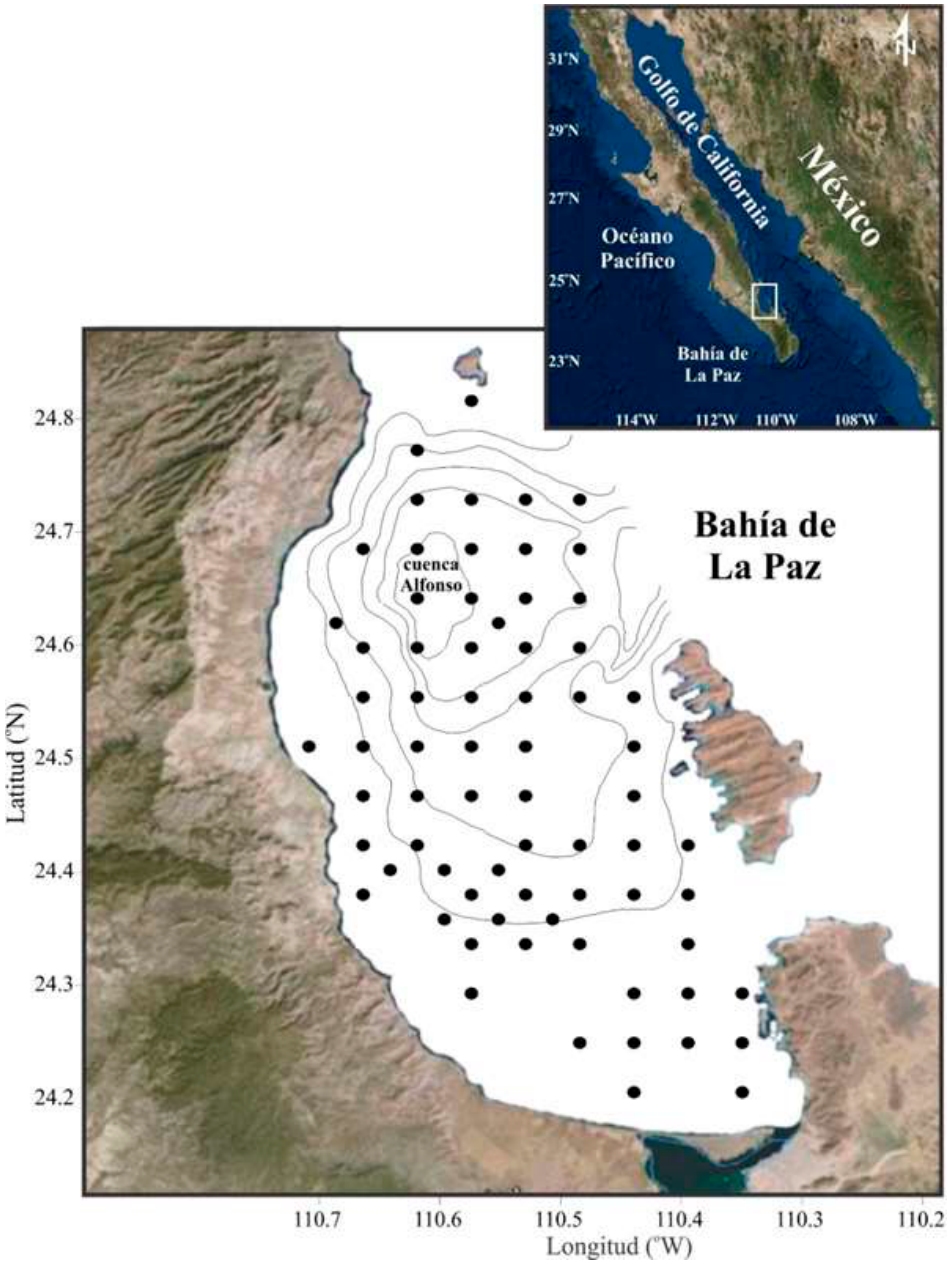

Figura 1. Área de estudio y estaciones de recolecta de sedimentos superficiales en la Bahía de La Paz.
Las isolíneas representan 50 m, 100 m, 200 m, 300 m y 400 m de profundidad.

Previa al análisis de carbonato de calcio, las muestras fueron secadas en una estufa a 50 °C y homogeneizadas en mortero de ágata. Los sedimentos fueron pesados (0.5 g) en crisoles y combustionados por ignición a 1000 °C por 1 h. Posteriormente, los crisoles se pusieron a peso constante en un desecador por 24 h y pesados nuevamente. El porcentaje de carbonato de calcio fue obtenido por diferencia en peso entre el peso original y la perdida de material después de la ignición (Dean, 1974). El porcentaje de recuperación fue 110%, utilizando un estándar casero de carbonato de calcio.

Resultados y Discusión

El valor promedio y desviación estándar del carbonato de calcio fue 10.4 ± 4.2% en peso seco con mínimo de 1.4% y máximo de 18.6%. Los valores de carbonato de calcio son muy similares a los reportados para el material particulado en hundimiento de 3% a 27% (Silverberg *et al*., 2014) y para núcleos de sedimento de 1% a 25% (Douglas *et al*., 2007) en cuenca Alfonso. Urcádiz-Cázarez *et al*. (2017) reportaron para sedimentos superficiales contenido promedio y desviación estándar de carbonato de calcio de 29 ± 13%, para el margen suroccidental de la bahía (entre Isla Espíritu Santo y Canal San Lorenzo).

El contenido de carbonato de calcio mostró una tendencia a incrementar con respecto a la profundidad de la colecta de muestras, esto sugiere una mayor acumulación y preservación de carbonato de calcio conforme la columna de agua es más profunda (Figura 2). Específicamente, a una profundidad > 350 m, en cuenca Alfonso, el contenido de carbonato de calcio tuvo promedio de 15 ± 2%. Este contenido es muy similar al promedio de 12 ± 4% para el carbonato de calcio en hundimiento, colectado a 350 m en cuenca Alfonso (Silverberg *et al*., 2014). La acumulación y preservación de carbonato de calcio hacia la parte más profundad de la bahía, en cuenca Alfonso, puede estar asociada al "lastre" con partículas clásticas o biogénicas. De hecho, el 80% del carbono orgánico particulado que llega al océano profundo está asociado al "lastre" con carbonato de calcio (Klaas y Archer, 2002). En este sentido, la relación del contenido de carbonato de calcio fue contrastado con el tamaño de grano medio y carbono orgánico de los sedimentos.

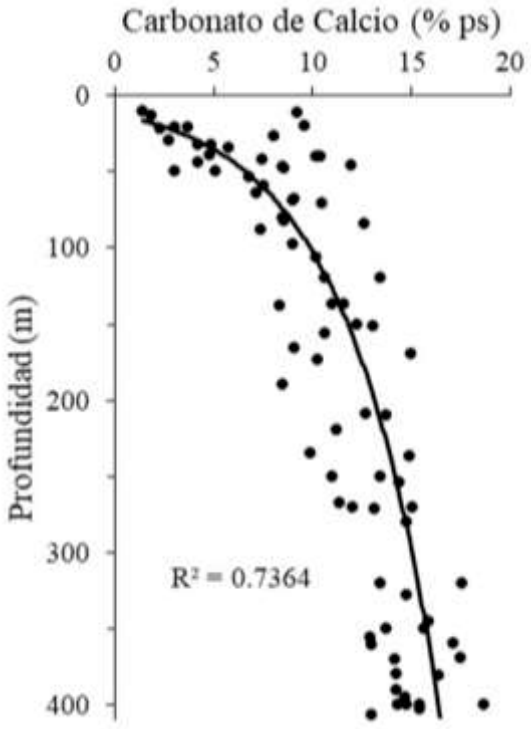

Figura 2. Contenido de carbonato de calcio en sedimentos superficiales con respecto a la profundidad (coeficiente de determinación $R^2 = 0.7364$) en la Bahía de La Paz, Baja California Sur.

La relación del carbonato de calcio con respecto al tamaño de grano medio tuvo un coeficiente de determinación de 0.5321 (Figura 3A). Es interesante observar que el contenido de carbonato de calcio en las arenas (círculos rellenos) es significativamente diferente ($H_{2,\ \alpha = 0.05} = 116$, $P < 0.001$) con respecto a su contenido en los lodos (cuadros vacíos). De hecho, el contenido de carbonato de calcio en lodos fue

el doble con respecto a las arenas (14 ± 2% y 7± 3%, respectivamente). Esto sugiere que la fracción fina en los sedimentos superficiales aporta cantidades significativas de carbonato de calcio hacia el fondo de la bahía, la cual puede estar constituida por organismos calcáreos del nanoplancton, *i.e.* cocolitoforidos y foraminíferos < 63 μm. El aporte de este tipo de plancton calcáreo fue parcialmente cuantificado para el material particulado en hundimiento, los cocolitoforidos y foraminíferos contribuyeron con el 4% y 3% al flujo total de carbonato calcio, respectivamente (Rochín-Bagaña, 2014).

Por otra parte, el contenido de carbonato de calcio con respecto al carbono orgánico mostró un coeficiente de determinación de 0.7788 (Figura 3B). Se ha documentado para muchos lugares en el océano y en particular para el flujo particulado en hundimiento, que el flujo de carbono orgánico y carbonato de calcio tiene un coeficiente de determinación de 0.70 y 0.68, respectivamente (Thunell *et al*., 2007; Silverberg *et al*., 2014). Se ha indicado, que la relación del carbonato de calcio y el carbono orgánico puede ser un excelente mecanismo que permitió, en primera instancia, la rápida remoción de carbono de la columna de agua vía material particulado en hundimiento, *i.e.* hipótesis "lastre" que permite el secuestro de CO_2, por parte de la bomba biológica del carbono y en segunda instancia, su acumulación y preservación de ambos componentes en el sedimento fue favorecida por el rápido asentamiento y las condiciones de suboxia y anoxia de la columna de agua (Sánchez *et al*., 2018).

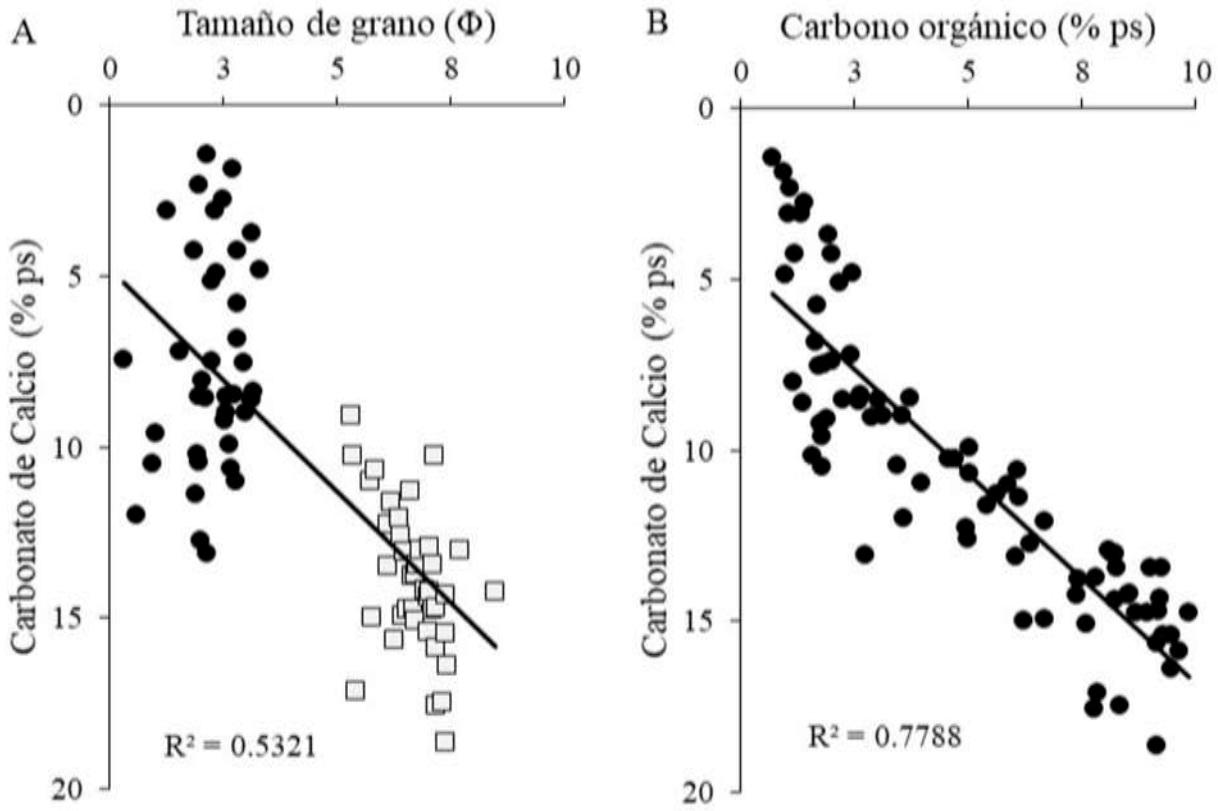

Figura 3. Contenido de carbonato de calcio (% en peso seco) con respecto (A) al tamaño de grano en unidades phi (arenas: círculos cerrados y lodos: cuadros abiertos) coeficiente de determinación $R^2 = 0.5321$ y (B) con respecto al contenido de carbono orgánico (% en peso seco, Sánchez *et al*., en revisión) coeficiente de determinación $R^2 = 0.7788$.

Por lo que, la Bahía de La Paz es un sitio importante de secuestro de CO_2, que es exportado y acumulado en forma de carbono orgánico y carbonato de calcio, por productores primarios y organismos calcáreos, *i.e.* cocolitoforidos y foraminíferos. Esto resalta la importancia de las zonas marginales de los continentes, como importantes reservorios de secuestro de CO_2, ante un eventual escenario de cambio climático (Dunne *et al*., 2007).

Conclusiones

El contenido de carbonato de calcio en los lodos sugirió una alta productividad exportada, posiblemente asociada a nanoplancton calcáreo, *i.e.* cocolitoforidos y foraminíferos < 63 μm. El carbonato de calcio y el carbono orgánico son componentes biológicos importantes en el secuestro de carbono que es exportado, acumulado y preservado en los sedimentos de esta bahía, bajo condición de suboxia y anoxia de la columna de agua.

Agradecimientos

Al Instituto Politécnico Nacional por el apoyo económico otorgado a AS, a través del proyecto de investigación SIP-20195113.

Literatura citada

Berelson, W. M., W. M. Balch, R. Najjar, R. A. Feely, C. Sabine and K. Lee. 2007. Relating estimates of $CaCO_3$ production, export, and dissolution in the water column to measurements of $CaCO_3$ rain into sediment traps and dissolution on the sea floor: A revised global carbonate budget. Global Biogeochemical Cycles 21:1-15.

Chen, C. T. A., K. K. Liu and R. Macdonald. 2003. Continental margin exchanges. (pp. 53-97). *In*: Fasham M. J. R. (ed.). Ocean biogeochemistry. Springer. Berlin, Heidelberg.

Dean, W. E. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. Journal of Sedimentary Research 44:242-248.

Douglas, R. G., O. Gonzalez-Yajimovich, J. Ledesma-Vazquez and F. Staines-Urias. 2007. Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. Quat. Sci. Rev. 26:115-129 doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.05.003.

Dunne, J. P., J. L. Sarmiento and A. Gnanadesikan. 2007. A synthesis of global particle export from the surface ocean and cycling through the ocean interior and on the seafloor. Global Biogeochemical Cycles 21:1-16 doi:10.1029/2006GB002907.

Fennel, K., S. Alin, L. Barbero, W. Evans, T. Bourgeois, S. Cooley, J. Dunne, R. A. Feely, J. M. Hernandez-Ayon, X. Hu, S. Lohrenz, F. Muller-Karger, R. Najjar, L. Robbins, E. Shadwick, S. Siedlecki, N. Steiner, A. Sutton, D. Turk, P. Vlahos and Z. A. Wang. 2019. Carbon cycling in the North American coastal ocean: a synthesis. Biogeosciences 16:1281-1304 doi.org/10.5194/bg-16-1281-2019.

Keil, R. 2017. Anthropogenic Forcing of Carbonate and Organic Carbon Preservation in Marine Sediments. Annual Review of Marine Science 9:151-172 doi.org/10.1146/annurev-marine-010816-060724.

Klaas, C. and D. E. Archer. 2002. Association of sinking organic matter with various types of mineral ballast in the deep sea: Implications for the rain ratio. Global Biogeochemical Cycles 16:63-1-63-14.

Monreal-Gómez, M. A., A. Molina-Cruz, and D.A. Salas-de León. 2001. Water masses and cyclonic circulation in Bay of La Paz, Gulf of California, during June 1998. Journal of Marine Systems 30:305-315.

Rochín-Bagaña, H. 2014. Contribución de cocolitóforos y foraminíferos al flujo de carbonato de calcio en Cuenca Alfonso, BCS. Tesis de Maestría. Instituto Politécnico Nacional. La Paz, B. C. S., México. 75 p.

Rodríguez-Ibáñez, C., S. Álvarez-Borrego, S. G. Marinone and J. R. Lara-Lara. 2013. The Gulf of California is a source of carbon dioxide to the atmosphere. Ciencias Marinas 39:137-150.

Sánchez, A., G. Rodríguez-Figueroa, E. Shumilin and M.C. Ortiz-Hernández. 2018. Evidence of intense suboxia and anoxia in a tropical bay of the Gulf of California. Continental Shelf Research 168:21-27.

Silverberg, N., F. Aguirre-Bahena and A. Mucci. 2014. Time-series measurements of settling particulate matter in Alfonso Basin, La Paz Bay, southwestern Gulf of California. Continental Shelf Research 84:169-187.

Silverberg, N., F. Aguirre-Bahena, M. Y. Cortés-Martínez and F. J. Urcádiz-Cázares. 2007. Flujos verticales de carbono orgánico e inorgánico particulado en Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, y comparación con otros ambientes en el norte de México. (pp. 411-425). *In*: Hernández-de la Torre, B. and G. Gaxiola-Castro (eds.). Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México. SEMARNAT/Instituto Nacional de Ecología/CICESE. México.

Thunell, R., C. Benitez-Nelson, R. Varela, Y. Astor and F. Muller-Karger. 2007. Particulate organic carbon fluxes along upwelling-dominated continental margins: Rates and mechanisms. Global Biogeochemical Cycles 21:1-12.

Urcádiz-Cázares, F. J., V.H. Cruz-Escalona, E.H. Nava-Sánchez and A. Ortega-Rubio. 2017. Classification of seafloor units based on the spatial distribution of superficial sediments in la Paz Bay, Gulf of California. Hidrobiológica 27:399-409.

van Geen, A., Y. Zheng, J. M. Bernhard, K.G. Cannariato, J. Carriquiry, W. E. Dean, B.W. Eakins, J. D. Ortiz and J. Pike. 2003. On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America. Paleoceanography 18:22-1-22-17.

5.2. Variación de los grupos, biomasa y carbono del fitoplancton como respuesta a la contaminación por petróleo en mesocosmos

Medina-Euán Daniela[1]; Juárez-Fonseca Miryam[1]; Putzeys Sébastien[1]; Aguilar-Trujillo Ana C.[1]; Merino-Virgilio Fanny del C.[1]; Canul-Cabrera Jesús A.[1] y Herrera-Silveira Jorge A[1].

[1]Departamento de Recursos del Mar, Centro de Investigación y Estudios Avanzados del Instituto Politécnico Nacional (CINVESTAV-IPN), Carretera Antigua a Progreso km 6, Col. Cordemex, Mérida, C.P. 97310, Yucatán, México.
Autor para correspondencia: daniela_medina96@hotmail.com

Resumen

El Golfo de México es susceptible de sufrir cada vez más el impacto de las actividades relacionadas con la explotación de hidrocarburos. En este estudio se evaluaron los cambios en los grupos, biomasa y carbono de la comunidad fitoplanctónica por contaminación de petróleo crudo ligero en un experimento de mesocosmos. El experimento tuvo una duración de 15 días y consistió en tres tratamientos por triplicado y un control (control, 10, 40 y 80 ppm). Se determinó la concentración de Clorofila-*a* (Cl-*a*) y se cuantificaron e identificaron 84 muestras de fitoplancton; así mismo se midió el tamaño celular para el cálculo de biovolumen y posteriormente se estimó el contenido y flujo de carbono. Para el tratamiento control la mayor concentración de Cl-*a* se registró en el T2 (2.93 ±1.33 µg l^{-1}) y para los de 10, 40 y 80 ppm en el T5 (>6 µg l^{-1}). Los valores máximos de abundancia para todos los tratamientos se observaron en el T5; en el tratamiento control dominó el grupo Dinophyta (dinoflagelados) con 58% y en los de 10, 40 y 80 ppm Bacillariophyta (diatomeas) con >80%. En cuanto al contenido de carbono celular el T5 registró el valor máximo en los tratamientos de 40 y 80 ppm; en el tratamiento control el valor máximo se registró en el T10 y para el de 10 ppm fue al final del experimento (T15). Para el flujo de carbono la mayor tasa de cambio se registró entre el T5 y T10; mientras que el mayor flujo neto de C se observó en el tratamiento 10 ppm (1083.32 mg C m^{-3} d^{-1}). Cabe destacar que este es el primer estudio en experimento de mesocosmos en México, además los resultados se pueden usar como proxy de los efectos de la contaminación de petróleo en la dinámica de los ciclos biogeoquímicos. Esta es una contribución del Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGoM).

Palabras clave: *fitoplancton; carbono; petróleo crudo; mesocosmos.*

Abstract

The Gulf of Mexico is increasingly susceptible to the impact of activities related to the exploitation of hydrocarbons. In this study, changes in the groups, biomass and carbon of the phytoplankton community due to light crude oil contamination were evaluated in a mesocosm experiment. The experiment lasted 15 days and consisted of three treatments in triplicate and one control (control, 10, 40 and 80 ppm). Chlorophyll-*a* (Chl-*a*) concentration was determined, and 84 samples of phytoplankton were quantified and identified; also, its cell size was measured for the calculation of the biovolume, and later the carbon content and flux were estimated. For the control treatment, the highest concentration of Chl-*a* was registered in T2 (2.93 ± 1.33 µg l^{-1}). For the treatments 10, 40, and 80, the Chl-*a* maximum was registered in T5 (>6 µg l^{-1}). The cells maximum abundance values for all the treatments were observed in T5; in the control treatment, the Dinophyta group (dinoflagellates) dominated (58%), and in those of 10, 40, and 80, it was Bacillariophyta (diatoms) (>80%). As for the cellular carbon content, in T5, the maximum carbon value was recorded for treatments 40 and 80 ppm. For the control treatment, the cellular carbon content maximum value was recorded in T10. For the 10 ppm treatment, the cellular carbon content maximum value was at T15. For carbon flux the highest rate of change was recorded between T5 and

T10; the highest net flow of C was observed in the 10 ppm treatment (1083.32 mgC m^{-3} d^{-1}). It should be noted that this is the first study in a mesocosm experiment in Mexico, and the results can also be used as a proxy for the effects of oil contamination on the dynamics of biogeochemical cycles. This study is a contribution of the Gulf of Mexico Research Consortium (CIGoM).

Key words: *phytoplankton; carbon; light crude oil; mesocosm.*

Introducción

El Golfo de México es susceptible de sufrir cada vez más el impacto de las actividades relacionadas con la explotación de hidrocarburos. En el año 2010 ocurrió uno de los eventos más importantes en la historia de derrames de petróleo, de la plataforma Deepwater Horizon se liberó accidentalmente un aproximado de 4.1 millones de barriles de petróleo crudo durante un período de 84 días (Bretherton *et al*., 2019; Özhan *et al*., 2014). Estos derrames son una de las principales preocupaciones ambientales debido a su gran influencia en la ecología de las comunidades marinas. La comunidad fitoplanctónica constituye la base de la cadena trófica y son los principales productores primarios; intervienen en los ciclos biogeoquímicos a través de la fijación y flujo de carbono. No obstante, constituyen una de las comunidades más propensas en ser afectada por los derrames de petróleo (Bellinger y Sige, 2010; López-Muñoz *et al*., 2016; Moss *et al*., 2003; Popovich y Guinder, 2013). Por ello, los impactos ecológicos en el fitoplancton han sido ampliamente estudiados y se ha registrado que los efectos sobre esta comunidad son variables, en algunos casos pueden ser negativos o incluso positivos dependiendo del tipo de petróleo y su concentración (Bretherton *et al*., 2019; Miller *et al*., 1978; Tang *et al*., 2019). Durante la última década los experimentos de mesocosmos han permitido evaluar los efectos del petróleo sobre diferentes microrganismos (Romero, 2008), en México es la primera vez que se utiliza este tipo de experimento. El objetivo principal de este estudio fue evaluar el impacto del petróleo crudo ligero sobre la comunidad fitoplanctónica, así como estimar la abundancia, el contenido y flujo de carbono en un experimento mesocosmos.

Material y Métodos

Fase experimental

Se colectaron 30 000 l de agua de mar en el puerto de Progreso, Yucatán, México (Figura 1). La colecta se realizó en el mes de octubre de 2018 durante la temporada de lluvias (Ihl y Frausto, 2014) a una profundidad menor de 3 m. El agua se distribuyó de manera homogénea en 12 unidades experimentales con capacidad de 2500 l c/u. Para evitar el pastoreo por la entrada del zooplancton el agua se filtró con una malla de 200 µm. Cada mesocosmos estaba equipado con una propela para homogenizar la columna de agua y evitar la sedimentación de las células. El sistema experimental consistió en tres tratamientos por triplicado y un control (control, 10, 40 y 80 ppm). El experimento tuvo una duración de 15 días, en el tiempo cero se agregó petróleo crudo a diferente concentración en todos los tratamientos; la colecta de muestras se realizó en los tiempos cero (T0), dos (T2), cinco (T5), siete (T7), 10 (T10), 13 (T13) y 15 (T15).

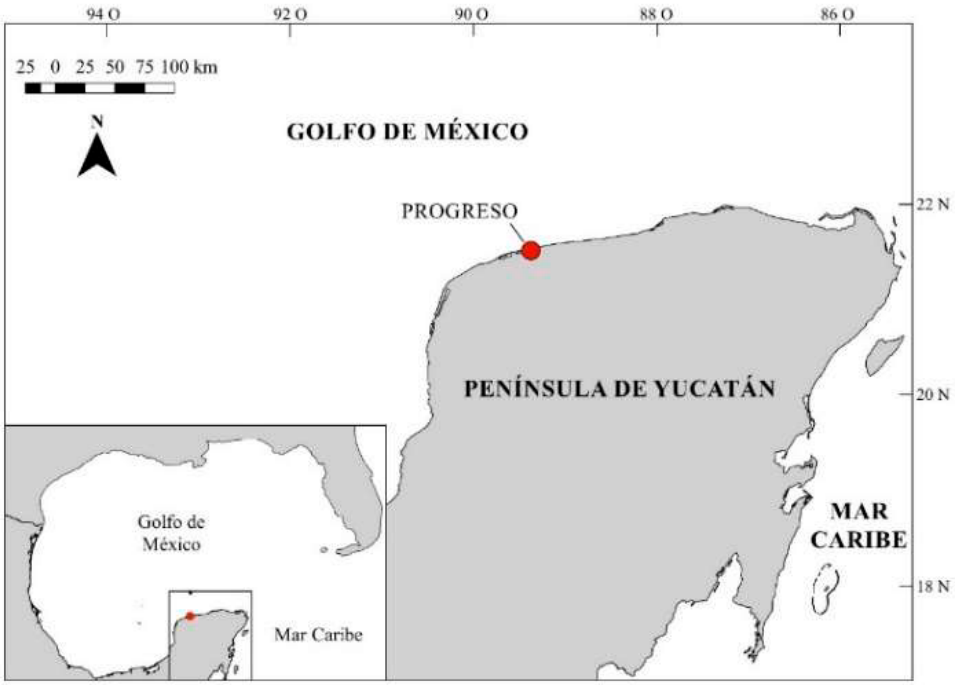

Figura 1. Ubicación geográfica de Progreso, Yucatán, México.

La colecta de las muestras de agua se realizó aproximadamente a un metro de profundidad en todos los tratamientos. Para la determinación de Cl-*a* se filtraron 1000 ml agua en filtros de fibra de vidrio (GF/F whatman) de 47 mm de diámetro. Cada filtró se colocó en cápsulas de plástico (histoprep) y se congelaron en nitrógeno líquido a -198 °C hasta su posterior procesamiento en el laboratorio. Para el análisis del fitoplancton se colectaron 125 ml de agua en botellas de plástico ámbar tipo nalgene, se fijaron con lugol ácido y se almacenaron hasta su posterior análisis.

Trabajo de laboratorio

La extracción de Cl-*a* se realizó con 10 ml acetona grado HPLC al 90%, las muestras se almacenaron en condiciones de oscuridad para una extracción pasiva por 24 h a 4 °C (Venrick y Hayward, 1984). La cuantificación se realizó siguiendo el método de fluorometría sin acidificación descrita por Welshmeyer (1994) mediante un fluorómetro modelo Trilogy Turner Desings.

Para la identificación y cuantificación del fitoplancton se usó el método Utermöhl (MAGRAMA, 2013) con un microscopio invertido Olympus CK2. Se realizó un inventario y un recuento de los individuos presentes de cada taxón de manera visual contando el número de campos ópticos del microscopio. La identificación de los taxones a nivel de especie se realizó con claves y guías especializadas (Peragallo, 1965; Yamaji, 1966; Sournia, 1987; Tomas, 1996). De acuerdo con el protocolo de MAGRAMA (2013), la densidad (abundancia) de las microalgas se reportó en células por litro (cel l^{-1}). Para la determinación del biovolumen (μm^3) se midió el largo y ancho de 50 células por especie (Rott, 1981; Rodríguez-Gómez y Aké-Castillo, 2016), utilizando las ecuaciones geométricas de Hillebrand *et al.* (1999). Para el contenido de carbono celular se aplicó las ecuaciones reportadas por Menden-Deuer y Lessard (2000). La biomasa total del carbono se obtuvo multiplicando el carbono celular por la densidad de células por l (Gosselain y Hamilton, 2000) y los resultados se reportaron en picogramos·litro (pgC l^{-1}). Para mejor comprensión se realizó la conversión de picogramos·litro a gramos·litro (gC l^{-1}). Adicionalmente, a partir de los datos del contenido de carbono se calculó el flujo de carbono (mgC m^3 d^{-1}) entre los tiempos de muestreo (Parsons *et al*., 1984).

Análisis de datos

Se realizó la sumatoria de la abundancia y el contenido de carbono celular, posteriormente se efectuó el porcentaje relativo por grupos (Bacillariophyta, Dinophyta, Chrysophyta, Cryptophyta, Chlorophyta, Charophyta, Euglenophyta, Cyanophyta y Nanoflagelados). Así mismo con los datos de Cl-*a* se realizó un análisis de varianza no paramétrico Kruskal-Wallis (p=0.05) para determinar diferencias entre los tiempos de muestreo.

Resultados y Discusión

Clorofila-a

El intervalo de concentración de clorofila-*a* fue de 0.31 a 10.68 µg l^{-1} (Figura 2), registrando diferencias significativas entre los tiempos de muestreo (H=34.46, p<0.05). La concentración promedio en el tratamiento control fue variable, aumentó en el T2 (2.93 ±1.33 µg l^{-1}) y posteriormente registró 1.13 ±0.13 µg l^{-1} al final del experimento. En los tratamientos 10, 40 y 80 ppm, la máxima concentración se registró en el T5 (6.49 ±0.38, 8.33 ±2.69 y 9.08 ±1.85 µg l^{-1}, respectivamente); el incremento en estos tratamientos está relacionado con el aumento en la abundancia de las diatomeas (Figura 3). En este experimento la Cl-*a* adquirió la misma tendencia que la abundancia del fitoplancton; coincidiendo con Gregor y Maršálek (2004) y Rivera *et al*. (2005), quienes mencionan que la biomasa del fitoplancton está relacionada con la concentración de esta variable debido a que es el principal pigmento fotosintético presente en las algas.

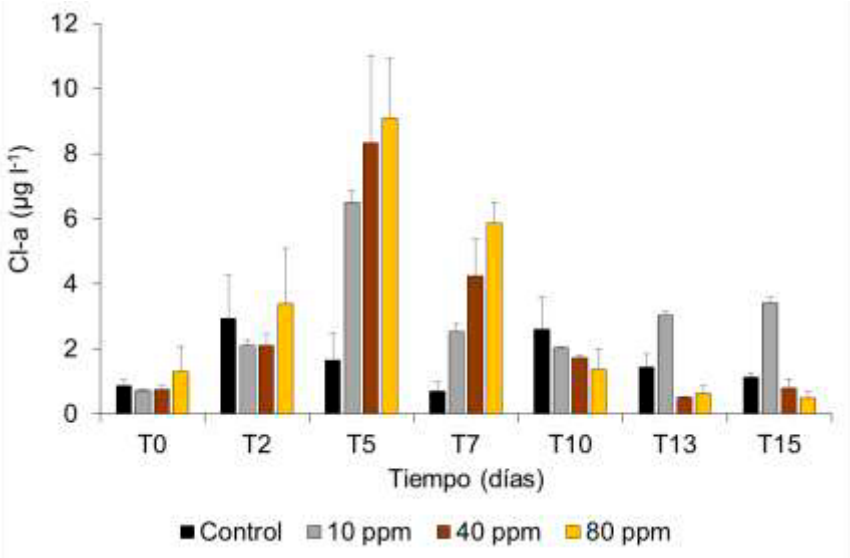

Figura 2. Variación de la concentración de Cl-*a* (µg l^{-1}) en un experimento de mesocosmos.

Comunidad fitoplanctónica

Se identificaron 47 especies, de las cuales 27 fueron diatomeas y 20 dinoflagelados. Inicialmente todos los tratamientos registraron una composición similar, dominada por Chrysophytas con >50% de la abundancia relativa (Figura 3). En general en el T0 dominaron las especies de talla pequeña, cabe mencionar que el mes de octubre es la transición entre la época de lluvias y nortes, por lo que el agua es más productiva provocando mayor abundancia de organismos pequeños (Montecino y Pizarro, 2006).

De igual manera estos organismos alcanzan hasta una división por día, a diferencia de los otros grupos del fitoplancton con bajas tasas de crecimiento (<1 división/día) (Lira *et al*., 2016).

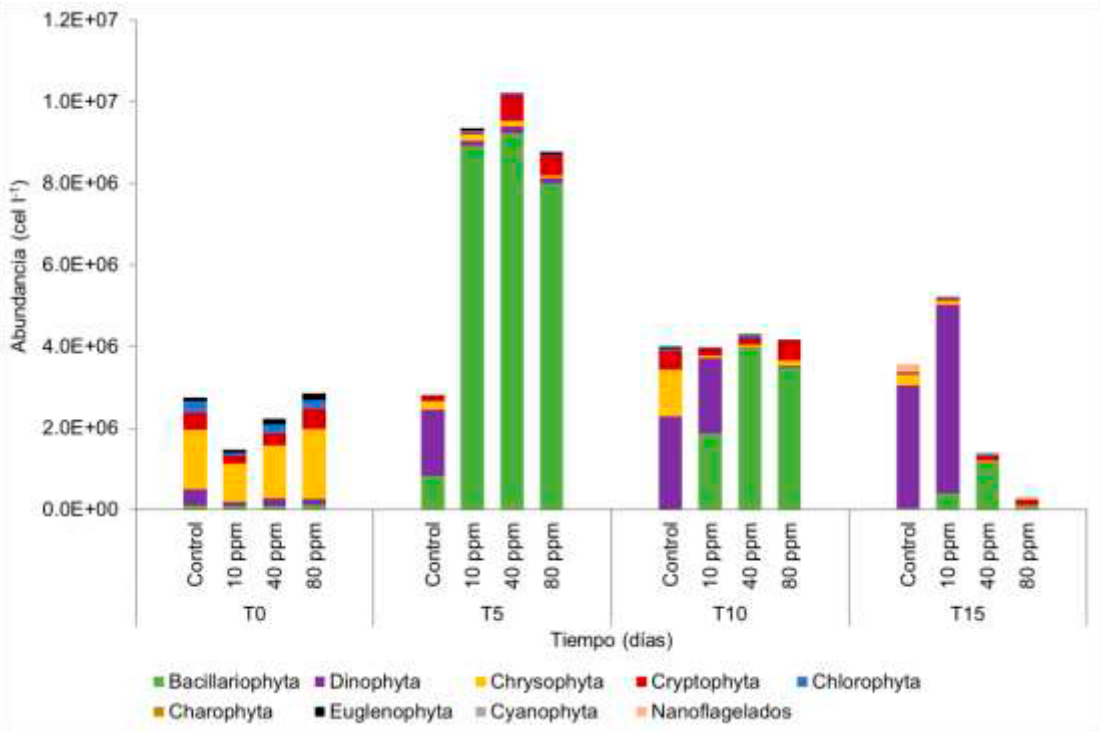

Figura 3. Variación de la abundancia (cel l^{-1}) por grupos de fitoplancton en un experimento de mesocosmos.

El valor máximo de la comunidad para el control se observó en el T10 y para los tratamientos con petróleo en el T5. En el tratamiento control dominó el grupo de los dinoflagelados (58%), mientras que en los de 10, 40 y 80 ppm fueron las diatomeas (>80%) (Figura 3). La mayor contribución del grupo de las diatomeas estuvo representada por la diatomea penal *Cylindrotheca closterium*. Esto coincide con los resultados de Harrison *et al*. (1986) quienes mencionan que las diatomeas penales tienen más tolerancia al petróleo que las centrales, adicionalmente esta especie puede aprovechar los nutrientes disponibles hasta agotarlos para después disminuir su abundancia (Najdek *et al*., 2005; Ryabushko *et al*., 2019). En el T10 las abundancias disminuyeron e inició un recambio en los grupos del fitoplancton. Finalmente, en el T15 los tratamientos control y 10 ppm representaron la mayor contribución del total de especies, en ambos casos dominaron los dinoflagelados (88%). Esta condición concuerda con los resultados de Almeda *et al*. (2014) y Bretherton *et al.* (2019), quienes observaron que, en los tratamientos con menor concentración de petróleo, la abundancia de diatomeas disminuye, mientras que la de dinoflagelados aumenta. Por otra parte, Miller *et al*. (1978) mencionan que, a ciertas concentraciones de petróleo, la respuesta de la comunidad del fitoplancton puede incluir una mejora del metabolismo debido a una mayor disponibilidad de nutrientes por la degradación del aceite.

Para el contenido de carbono celular en el T0, la mayor contribución en los controles y en los tratamientos 10 y 40 pm estuvo representada por el grupo de los dinoflagelados con >50% de carbono; mientras que en el tratamiento de 80 ppm dominaron las Chysophytas (34%) (Figura 4). Pese a que las especies de menor tamaño presentaron altas abundancias en el T0 en todos los tratamientos (>50%), su aporte de carbono fue menor en contraste al grupo de las diatomeas y dinoflagelados. Esto difiere con los resultados de López-Muñoz *et al*. (2016) donde registraron a estos grupos (Chrysophyta, Cryptophyta, etc.) con mayor aporte de carbono. En el T5 se registró el valor máximo de carbono para los tratamientos 40 y 80 ppm, dominado por el grupo de las diatomeas (>80%), sin embargo, fueron disminuyendo durante el experimento. El comportamiento de las diatomeas coincide con los resultados

de Gilde y Pinckney (2012) y Özhan *et al*. (2014) quienes mencionan que este grupo tiene resistencia a altas concentraciones de petróleo, manteniendo o aumentando su abundancia. Para ambos casos (40 y 80 ppm) *C. closterium* representó la mayor contribución de carbono; posiblemente se deba a que esta especie tiene gran heterogeneidad fisiológica y bioquímica (Merino-Virgilio *et al*., 2014), además de contar con una alta tasa de crecimiento (0.63-0.97 µm) y reproducción (hasta 2.3 divisiones por día) en cultivos.

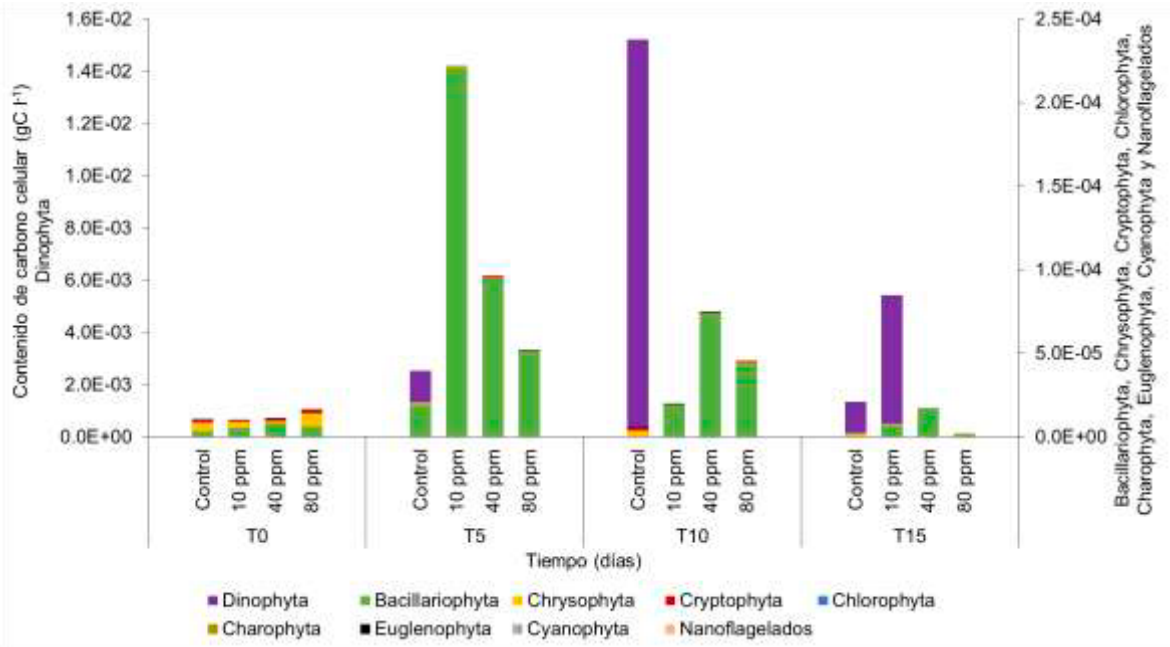

Figura 4. Variación del contenido de carbono celular (gC l^{-1}) por grupos de fitoplancton en un experimento de mesocosmos.

Para el tratamiento control su valor máximo de carbono registró en el T10 y para el de 10 ppm fue al final del experimento (T15); en ambos casos la mayor contribución fue representada por el grupo de los dinoflagelados con el 99% de carbono (Figura 4). Los dinoflagelados tienen la característica de ser fototróficos y heterótrofos al mismo tiempo en algunos casos, demostrando ser mixotróficos (Fabro *et al*., 2016; Lee *et al*., 2019). Debido a esta condición, durante el proceso fotosintético pueden fijar carbono inorgánico en forma de carbono orgánico (Stern *et al*., 2006). En este estudio la mayoría de las especies de dinoflagelados son mixotróficos, que de acuerdo con Almeda *et al*. (2014) estos tienen alta tolerancia al petróleo crudo. Esto podría explicar el incremento en la abundancia de este grupo y por lo tanto mayor aporte de carbono en estos tratamientos.

Para el flujo de carbono (Figura 5), se registró mayor tasa de cambio entre el T5 y T10; en el tratamiento control se observó un aumento >2,000 mgC m^{-3} d^{-1}, mientras que el tratamiento 10 ppm se presentó una disminución de ~40 mgC m^{-3} d^{-1}. De igual manera el tratamiento 10 ppm presentó el mayor flujo neto de C (1,083.32 mgC m^{-3} d^{-1}). Pese a que se han realizado experimentos de mesocosmos con fitoplancton, en estos no ha sido cuantificado el flujo de carbono. En condiciones naturales Gaxiola-Castro *et al*. (1997) registraron 49±29 mgC m^{-2} h^{-1} en regiones oligotróficas, 69 ±9 mgC m^{-2} h^{-1} en mesotróficas y 128 ±50 mgC m^{-2} h^{-1} en eutróficas. De acuerdo con los valores obtenidos en este experimento para el flujo de carbono, las condiciones de los tratamientos control y 10 ppm en ciertos tiempos de muestreo simulan ambientes eutróficos.

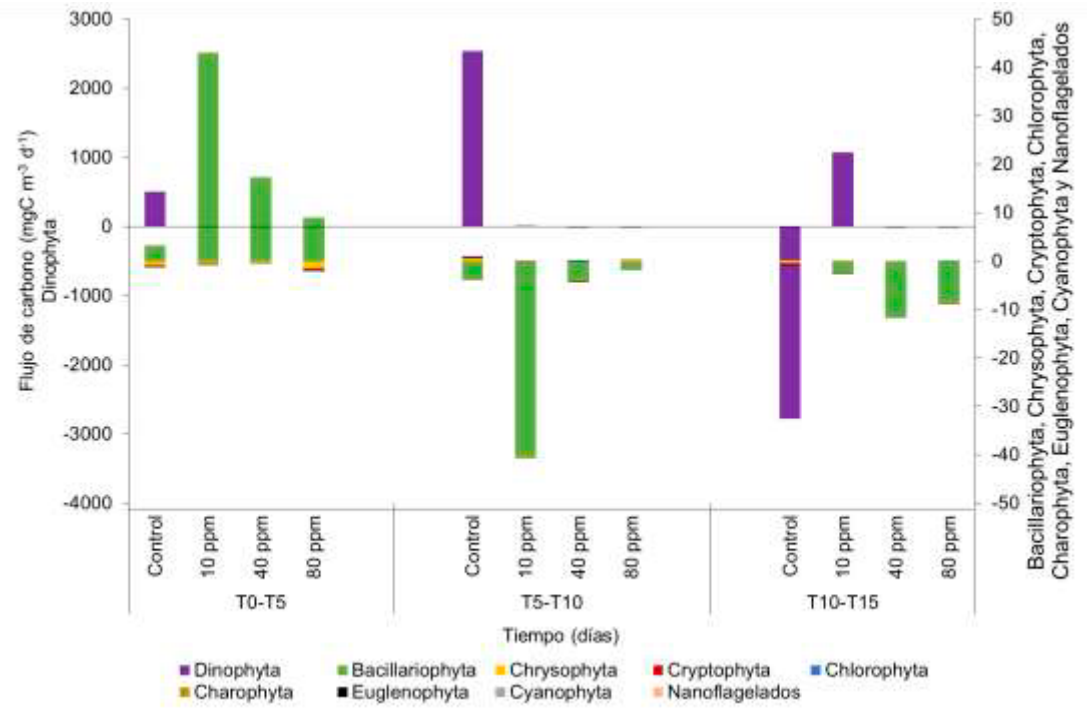

Figura 5. Variación del flujo de carbono (mgC m^{-3} d^{-1}) por grupos de fitoplancton en un experimento de mesocosmos.

Conclusiones

La clorofila-*a*, abundancia y contenido de carbono celular presentaron tendencias similares durante el experimento. Pese a que las diatomeas y dinoflagelados mostraron cierta resistencia a las concentraciones de petróleo (40 y 80 ppm), sus abundancias disminuyeron en el tiempo final (T15). El aporte de carbono por parte de los grupos de tallas pequeñas (Chrysophytas, Cryptophytas, Chlorophytas, Charophytas, Euglenophytas, Cyanophytas y Nanoflagelados) fueron menores en comparación de los dinoflagelados y diatomeas. El flujo de carbono entre los tiempos de muestreo y tratamientos fue variable, sin embargo, en el tratamiento 10 ppm se registró el mayor valor flujo neto de C. Debido a que gran parte del carbono orgánico producido por el fitoplancton es consumido y respirado por organismos y bacterias, este grupo desempeña un papel importante en los ciclos biogeoquímicos; por lo que el impacto a esta comunidad puede afectar negativamente el equilibrio de los ecosistemas marinos y costeros.

El comportamiento de la comunidad del fitoplancton varía ampliamente dependiendo del tipo de crudo y su concentración. De acuerdo con esto, se requiere más investigación para conocer la respuesta de estos organismos en un escenario real ante un derrame de petróleo.

Agradecimientos

“Esta investigación ha sido financiada por el Fondo Sectorial CONACYT-SENER-Hidrocarburos, proyecto 201441. Esta es una contribución del Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGoM). Reconocemos a PEMEX por promover ante el Fondo la demanda específica sobre los derrames de hidrocarburos y el medio ambiente.”

Literatura citada

Almeda, R., T. L. Connelly and E. J. Buskey. 2014. Novel insight into the role of heterotrophic dinoflagellates in the fate of crude oil in the sea. Scientific Reports 4:1-9.

Bellinger, E. and D. C. Sigee. 2010. Freshwater algae. Identification and use as bioindicators. John Wiley & Sons, Ltd. UK. 271 p.

Bretherton, L., M. Kamalanathan, J. Genzer, J. Hillhouse, S. Setta, Y. Liang, C. M. Brown, C. Xu, J. Sweet, U. Passow, Z. V. Finkel, A. J. Irwin, P. H. Santschi and A. Quigg. 2019. Response of natural phytoplankton communities exposed to crude oil and chemical dispersants during a mesocosm experiment. Aquatic Toxicology 206:43-53.

Fabro, E., G. O. Almandoz, M. Ferrario, U. Tillmann, A. Cembella and B. Krock. 2016. Distribution of Dinophysis species and their association with lipophilic phycotoxins in plankton from the Argentine Sea. Harmful Algae 59:31-41.

Gaxiola-Castro, G., J. Cepeda-Morales, S. Nájera-Martínez, T. L. Espinosa-Carreón, M. E. De la Cruz-Orozco, R. Sosa-Ávalos, E. Aguirre-Hernández y J. P. Cantú-Ontiveros. 2010. Biomasa y producción del fitoplancton. (pp. 59-85). En: Gaxiola-Castro, G. y R. Durazo (eds.). Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California, 1997-2007. Diez años de investigaciones mexicanas de la Corriente de California. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. México, DF.

Gilde, K. and J. L. Pinckney. 2012. Sublethal effects of crude oil on the community structure of estuarine phytoplankton. Estuaries and Coasts 35:853-861.

Gosselain, V. and P. B. Hamilton. 2000. Algamica: revisions to a key-based computerized counting program for free-living, attached, and benthic algae. Hydrobiologia 438:139-142.

Gregor, J. and B. Maršálek. 2004. Freshwater phytoplankton quantification by chlorophyll a: a comparative study of in vitro, in vivo and in situ methods. Water Research 38:517-522.

Harrison, P. J., W. P. Cochlan, J. C. Acreman, T. R. Parsons, P. A. Thompson, H. M. Dovey and C. Xiaolin. 1986. The effects of crude oil and Corexit 9527 on marine phytoplankton in an experimental enclosure. Marine Environmental Research 18:93-109.

Hillebrand, H., C.-D. Dürselen, D. Kirschtel, U. Pollingher and T. Zohary. 1999. Biovolume calculation for pelagic and benthic microalgae. Journal of Phycology 35:403-424.

Ihl, T. y O. Frausto-Martínez. 2014. El cambio climático y los huracanes en la Península de Yucatán. (pp. 42-49). En: Frausto-Martínez, O. (ed.). Monitoreo de riesgo y desastre asociados a fenómenos hidrometeorológicos y cambio climático. Universidad de Quintana Roo. Chetumal, México. 91 p.

Lee, S. Y., H. J. Jeong, J. E. Kwon, J. H. You, S. J. Kim, J. H. Ok, H. C. Kang and J. Y. Park. 2019. First report of the photosynthetic dinoflagellate Heterocapsa minima in the Pacific Ocean: morphological and genetic characterizations and the nationwide distribution in Korea. Algae 34:7-21.

López-Mancisidor Romero. 2008. Los mesocosmos como herramienta para la valoración de efectos ecotoxicológicos de insecticidas sobre las comunidades plantónicas. Tesisi de Doctorado. Universidad Complutense de Madrid. Madrid, España.

López-Muñoz, M. T., J. J. Ramírez-Restrepo, J. A. Palacio-Baena, R. O. Echenique, C. E. De Mattos-Bicudo y E. A. Parra-García. 2016. Biomasa del fitoplancton eucariota y su disponibilidad para la red trófica del embalse Riogrande II (Antioquia, Colombia). Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 40:244-253.

MAGRAMA (Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente). 2013. Protocolo de análisis y cálculo de métricas de fitoplancton en lagos y embalses. MFIT-2013. https://www.miteco.gob.es/es/agua/temas/estado-y-calidad-de-las-aguas/mfitv2-2013_20_01_2016_tcm30-175294.pdf (Consulta: febrero 03, 2020).

Menden-Deuer, S. and E. J. Lessard. 2000. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton. Limnol. Oceanogr. 45:569-579.

Merino-Virgilio, F. del C., Y. B. Okolodkov, A. C. Aguilar-Trejo, I. Osorio-Moreno, E. Luc y J. A. Herrera-Silverira. 2014. Florecimientos de *Cylindrotheca closterium* (Bacillariophyceae) en el norte de Yucatán (2001-2014). En: Resúmenes del XXI Congreso Nacional de Ciencia y Tecnología del Mar, Cozumel, Q. Roo. D. F., México.

Miller, M. C., V. Alexander and R. J. Barsdate. 1978. The effects of oil spills on phytoplankton in an arctic lake and ponds. Arctic 31:192-218.

Montecino, V. y G. Pizarro. 2006. Productividad primaria, biomasa y tamaño del fitoplancton en canales y fiordos australes: patrones primavera-verano. (pp. 93-97). Silva, N. y S. Palma (eds.). Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas, Puerto Montt a cabo de Hornos. Comité Oceanográfico Nacional/Pontificia Universidad Católica de Valparaíso. Valparaiso.

Moss, B., D. Mckee, D. Atkinson, S. E. Collings, J. W. Eaton, A. B. Gill, I. Harvey, K. Hatton, T. Heyes and D. Wilson. 2003. How important is climate? Effects of warming, nutrient addition and fish on phytoplankton in shallow lake microcosms. Journal of Applied Ecology. 40:782-792.

Najdek, M., M. Blažina, T. Djakovac and R. Kraus. 2005. The role of the diatom Cylindrotheca closterium in a mucilage event in the northern Adriatic Sea: coupling with high salinity water intrusions. Journal of Plankton Research 27.851-862.

Özhan, K., S. M. Miles, H. Gao and S. Bargu. 2014. Relative phytoplankton growth responses to physically and chemically dispersed South Louisiana sweet crude oil. Environmental Monitoring and Assessment 186:3941-3956.

Parsons, T. R., Y. Maita and C. M. Lalli. 1984. A manual of chemical and biological methods for seawater analysis. Pergamon Press. Oxford. 173 p.

Peragallo, M. 1965. Diatomeús Marines de France. A. Asher Co. Amsterdam, Holanda. 365 p.

Popovich, C. y V. Guinder. 2013. El rol del fitoplancton en los procesos biogeoquímicos en estuarios. (pp. 172-196). En: Marcovecchio, J. y R. H. Freije (ed.). Procesos químicos en estuarios. EdUTecNe. Buenos Aires, Argentina. ISBN 978.987.1869.

Rivera, C., Á. Zapata, G. Pinilla, J. Donato, B. Chaparro y P. Jiménez, P. 2005. Comparación de la estimación de la clorofila-a mediante los métodos espectrofotométrico y fluorométrico. Acta Biológica Colombiana 10:95-103.

Rodríguez-Gómez, C. F. y J. A. Aké-Castillo. 2016. Cálculo del contenido celular de carbono de cuatro taxones de diatomeas: biovolumen y espectrofotometría. Hidrobiológica 26:251-257.

Rott, E. 1981. Some results from phytoplankton counting intercalibrations. Schweiz. Z. Hydrologie 43:34-62.

Ruiz-de la Torre, M. C. y C. J. Band-Schmidt. 2016. Ecología de especies formadoras de florecimientos algales nocivos. La Jornada Ecológica 207:3-4.

Ryabushko, L. I., D. S. Balycheva, A. V. Bondarenko, S. N. Zheleznova, A. A. Begun and I. V. Stonik. 2019. Different aspects of studying a diatom *Cylindrotheca closterium* (Ehrenberg) Reimann et Lewin 1964 in natural and laboratory conditions. Marine Biological Journal 4:52-62.

Sournia, A. 1987. Atlas du Phytoplancton Marin. Editions du CNRS. París, Francia.

Stern, K. R., J. E. Bidlack, S. Jansky and G. Uno. 2006. Introductory Plant Biology. McGraw-Hill Higher Education. Boston.

Tang, D., J. Sun, L. Zhou, S. Wang, R. P. Singh and G. Pan. 2019. Ecological response of phytoplankton to the oil spills in the oceans. Geomatics, Natural Hazards and Risk 10:853-872.

Tomas, C. R. 1996. Identifying marine diatoms and dinoflagellates. Academic Press Inc. San Diego. 598 p.

Venrick, E. L. and T. L. Hayward. 1984. Determining chlorophyll on the 1984 CalCOFI surveys. CalCOFI Rep. 25:74-79.

Welschmeyer, N. A. 1994. Fluorometric analysis of chlorophyll a in the presence of chlorophyll b and pheopigments. Limnology and Oceanography 39:1985-1992.

Yamaji, I. 1966. Illustrations of the marine plankton of Japan. Hoikusha, Pub. Co. Osaka, Japan.

5.3. Intercambio de CO_2 océano-atmósfera frente a la desembocadura del río Balsas, México (Pacífico tropical mexicano)

De la Cruz-Ruiz A. Itahi[1]; Espinosa-Carreón T. Leticia[1]; Álvarez-Borrego Saúl[2]; Coronado-Álvarez Lourdes[2]; Flores-Trejo Lorena[1]; Hernández-Ayón J. Martín[3]; Chapa-Balcorta Cecilia[4] y Hernández-Becerril David U[5].

[1]Instituto Politécnico Nacional, Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional. Unidad Sinaloa. Boulevard Juan de Dios Bátiz Paredes No. 250, Col. San Joachín, CP 81101, Guasave, Sinaloa, México.
[2]Departamento de Ecología Marina, Centro de Investigación Científica y de Enseñanza Superior de Ensenada. Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918, Zona Playitas, Ensenada, CP 22860, Baja California, México.
[3]Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Carretera Ensenada-Tijuana No. 3917, Fraccionamiento Playitas CP 22860, Ensenada, Baja California, México.
[4]Universidad del Mar, Puerto Ángel, Oaxaca, México.
[5]Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apdo. postal 70-305, Ciudad Universitaria, Coyoacán, CDMX. 04510, México.
Autor para correspondencia: itahi.dlc@gmail.com

Resumen

Se reportan las estimaciones de flujos de carbono (FCO_2) en la interfaz océano-atmósfera en un transecto del Pacífico tropical mexicano (PTM), frente a la desembocadura del Río Balsas en la comunidad Lázaro Cárdenas, Michoacán. Los valores de FCO_2 se calcularon a partir de datos de carbono inorgánico disuelto (CID) y alcalinidad total (AT), variables cuantificadas de alícuotas obtenidas en cuatro estaciones oceanográficas a bordo del B/O El Puma, durante una semana de abril de 2018. En esta área se observó la presencia del Agua de Transición hasta los ~50 m de la columna de agua y del Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs) desde los ~50 hasta los 100 m de profundidad. Esta zona del PTM se comportó como un sumidero de CO_2 durante la campaña oceanográfica, con valores desde -0.17 mmol C m^{-2} d^{-1} hasta -2.47 mmol C m^{-2} d^{-1}. Estos valores fueron contrastantes a los reportados para la misma área en abril de 2017, ya que se comportó como una fuente de CO_2 a la atmósfera. Estas diferencias se explican debido en abril de 2017 el monitoreo fue durante la etapa de intensificación de una surgencia, mientras que durante abril de 2018 fue en etapa de relajación.

Palabras clave: *flujos de CO_2; surgencias costeras; Pacífico tropical mexicano; Río Balsas.*

Abstract

Estimates of carbon fluxes (FCO_2) at the ocean-atmosphere interface are reported in a transect of the Mexican tropical Pacific (MTP), in front off the mouth of the Balsas River in the Lázaro Cárdenas community, Michoacán. The FCO_2 values were calculated from dissolved inorganic carbon (DIC) and total alkalinity (TA) data, quantified aliquot variables obtained at four oceanographic stations aboard the cruise at B/O El Puma, during a week of April 2018. The presence of Transitional Water (TSW) up to ~ 50 m in the water column and Subtropical Subsurface Water (StSsW) from ~50 to 100 m depth was observed in this area. This zone of the PTM behaved like a CO_2 sink during the oceanographic campaign, with values ranging from -0.17 mmol C m^{-2} d^{-1} to -2.47 mmol C m^{-2} d^{-1} in the different stations of the transect. These values are different for April 2017, where this area behaved as a source of CO_2 into the atmosphere. These differences are explained since during April 2017 the monitoring were taken during the upwelling intensification stage, while during April 2018 in the relaxation stage.

Key words: *CO_2 fluxes; coastal upwellings; Mexican tropical Pacific; Balsas river.*

Introducción

El dióxido de carbono es un gas que se encuentra de manera natural en la atmósfera terrestre. Debido a los aportes antropogénicos, la concentración del CO_2 atmosférico ha aumentado de 278 ppm en el año 1750 a 390 ppm en 2011, alcanzando las 417 ppm en mayo de 2020 (IPCC, 2013; NOAA, 2020). Los océanos desempeñan un papel importante en el ciclo del carbono, en el que interactúan la atmósfera, litósfera y los organismos vivos. El CO_2 de la atmósfera tiene la capacidad de disolverse en contacto con las aguas oceánicas, donde es transportado por todo el planeta a través de las corrientes submarinas (Chapa-Balcorta *et al*., 2019). Sin embargo, la concentración del carbono en los océanos no es homogénea ya que está depende de los distintos procesos físicos, químicos y biológicos, que tienen presencia en las diferentes zonas marinas (Fernández-Bremauntz, 2007).

La diferencia entre la presión parcial del dióxido de carbono (pCO_2) en la superficie del océano (pCO_{2agua}) y la pCO_2 del aire (pCO_{2aire}) define la dirección del intercambio gaseoso. La magnitud de este intercambio depende de la diferencia entre las presiones parciales (ΔpCO_2) y de la velocidad de transferencia del gas, la cual está en función de la velocidad del viento (Takahashi *et al*., 2002). No obstante, los sistemas costeros son altamente dinámicos y condiciones como las surgencias, la descarga de agua dulce, las proliferaciones algales y la influencia de las mareas, entre otros, también son fuerzas que intervienen en los flujos de CO_2 (FCO_2) (Raymond y Cole, 2001; Ribas-Ribas *et al*., 2019).El principal reto para la investigación sobre los FCO_2 entre la interfaz océano-atmósfera es tener suficientes datos para identificar los procesos que controlan su variabilidad (Coronado-Álvarez *et al*., 2017).

El Pacífico tropical mexicano (PTM) es una zona de interés para los estudios de FCO_2 debido a que este lugar se caracteriza por contar con una zona de mínimo de oxígeno (ZMO), la cual es importante debido a su poca profundidad y sus altas concentraciones de carbono inorgánico disuelto (CID), representando así una fuente importante de CO_2 hacía la atmósfera (Paulmier *et al*., 2008: Cepeda-Morales *et al*., 2013). A pesar de lo importante de esta región, existen pocos estudios sobre FCO_2 realizados en el PTM, por lo que el objetivo de este trabajo fue conocer el intercambio y dirección de CO_2 en el sistema océano-atmósfera para abril de 2018, en la región que se encuentra frente a la comunidad de Lázaro Cárdenas, Michoacán, y compararlo con lo reportado por De la Cruz-Ruiz *et al*. (2019).

Materiales y Métodos

En abril de 2018 frente a la comunidad de Lázaro Cárdenas, Michoacán, en la desembocadura del Río Balsas (Figura 1), a bordo del B/O El Puma de la UNAM, se tomaron alícuotas de agua superficial en cuatro estaciones oceanográficas para la determinación de CID y alcalinidad total (AT), así como datos de temperatura y salinidad mediante un CTD modelo SeaBird SBE 911 Plus para la realización de diagramas de temperatura-salinidad (T-S), se realizaron los cálculos de temperatura conservativa y salinidad absoluta con el software del proveedor y con lo sugerido por IOC *et al*. (2010) y McDougall *et al*. (2012).

Las muestras de CID se analizaron con un equipo Apollo SciTech modelo AS-C3 V2016.01 y cuantificadas por el sistema Li-COR 7000. Para el análisis de AT se utilizó un sistema de titulación Apollo SciTech modelo AS-ALK2.

Figura 1. Ubicación de las estaciones oceanográficas en el área de estudio.

El cálculo de la pCO_2 en la superficie del mar se realizó con el programa CO2SYS (Lewis y Wallace, 1998) utilizando los datos superficiales de CID y AT, temperatura, salinidad y las constantes de disociación de Lueker *et al*. (2000). La pCO_2 de la atmósfera fue obtenida del portal electrónico https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/graph.html de la NOAA, con datos de la estación Mauna Loa, Hawai.

Flujos de CO_2

Para el cálculo de FCO_2 en la interfaz océano-atmósfera se utilizó la ecuación 1 propuesta por Liss y Merlivat (1986), donde los valores positivos indican un flujo del océano hacia la atmósfera mientras que los valores negativos indican flujo en dirección al océano:

$$FCO_2 \text{ (mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}) = K_w \times K_0 \, (\Delta pCO_2) \qquad (1)$$

donde, K_w es el coeficiente de velocidad de transferencia del gas en función de la velocidad del viento (Wanninkhof, 2014) y K_0 es el coeficiente de solubilidad del CO_2 en el agua de mar, basados en la temperatura y la salinidad (Weiss, 1974).

Imágenes de satélite

Se utilizaron imágenes de temperatura superficial del mar (TSM) y clorofila (CLA) procesadas con ayuda del software SeaDAS para producir compuestos de ocho días (Figuras 3a y 3b) a partir de imágenes diarias generadas por los sensores Modis y VIIRS, ambos propiedad de la NASA. Las imágenes obtenidas cuentan con una resolución espacial de 4 x 4 km y se realizaron compuestos del 14 al 21 de abril de 2018. Las imágenes fueron obtenidas del portal https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/l3/.

Resultados y Discusión

Para la realización del diagrama T-S (Figura 2) se usaron datos hasta los 100 m de profundidad y se utilizó la clasificación de Portela *et al*. (2016). Se observó la presencia del Agua de Transición (ATr) en los primeros ~50 m de la columna de agua, después de este límite y hasta los ~100 m se reportó la presencia del Agua Subtropical Subsuperficial (AstSs) y con muy poca influencia del Agua de la Corriente de California (ACC). Estos datos concuerdan los reportados para abril de 2017 por De la Cruz-Ruiz *et al*. (2019), por debajo de los 50 m, además de agua superficial de menor salinidad (S = 32.7) en

la estación 34 debido a la disolución de agua dulce proveniente del Rio Balsas, pero esta influencia no se observó para la campaña de abril de 2018.

El análisis sinóptico de TSM mostró para dos semanas anteriores al muestreo la presencia de agua fría a lo largo de las costas del PTM. Los datos de TSM (Figura 3a) aumentaron de 28.1 °C (E-38A) hasta 28.7 °C (E-34), mientras que los de CLA (Figura 3b) aumentaron de 0.16 mg m^{-3} (E-38A) hasta 0.74 mg m^{-3} (E-34). Estos cambios son el resultado de surgencias de corto periodo como las reportadas por Sosa-Ávalos *et al*. (2017), donde la advección vertical se encontraba en fase de intensificación dos semanas antes de la toma de muestras, pero en fase de relajación al momento de realizar la campaña en abril de 2018.

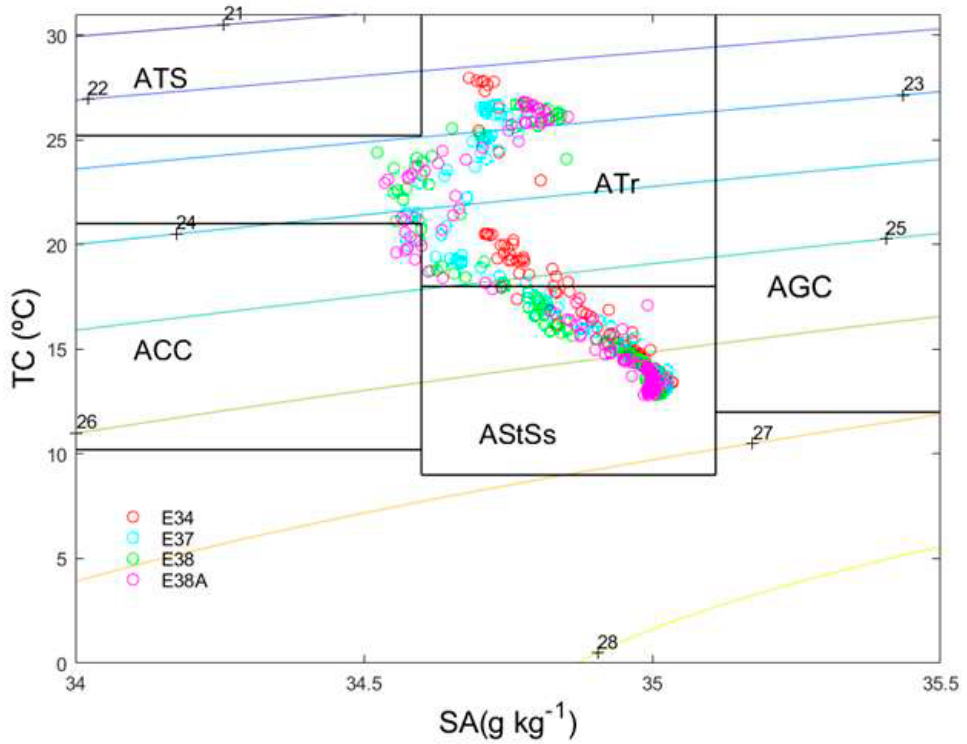

Figura 2. Diagrama T-S (TC temperatura conservativa y SA salinidad abosluta) para abril de 2018 desde la superficie hasta los 100 m de profundidad.

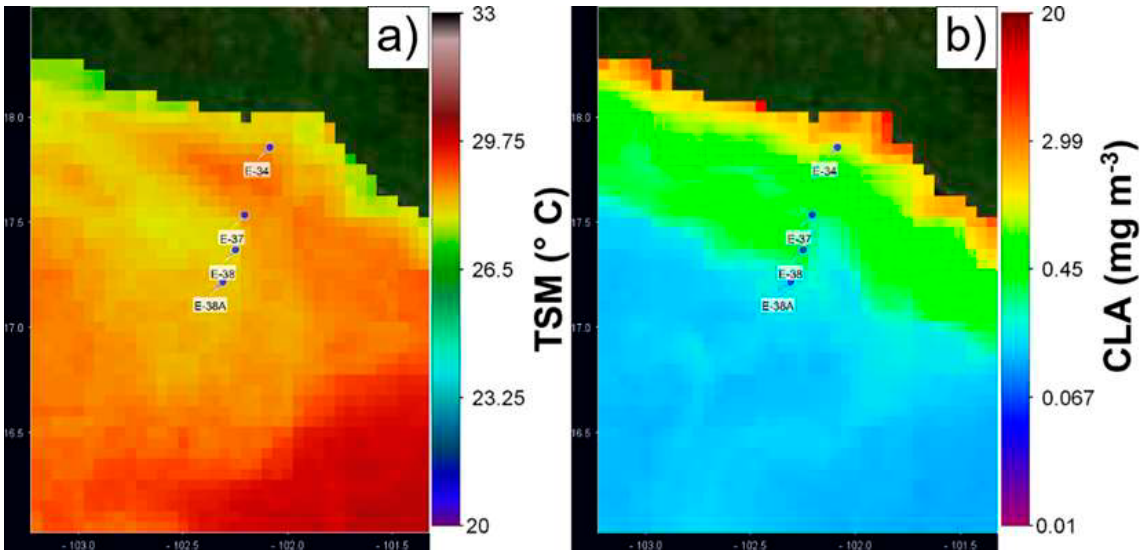

Figura 3. Composición promedio satelital de la distribución de TSM (a) y CLA (b) para los días 14 al 21 de abril de 2018.

La Figura 4 muestra los datos de FCO_2 estimados para abril de 2018 en las cuatro estaciones frente a la desembocadura del Río Balsas. Los valores de flujo calculados para todas las estaciones mostraron valores negativos, siendo el de mayor magnitud el reportado en E-34 (-2.47 mmol m^{-2} d^{-1}) y el de menor el reportado para E-38 (-0.17 mmol m^{-2} d^{-1}). Estos valores son diferentes a los reportados por De la Cruz-Ruiz *et al*. (2019), durante 2017 la región cercana a Lázaro Cárdenas se comportó como fuente de CO_2 hacía la atmosfera, con valores que variaron de 0.54 hasta 5.31 mmol m^{-2} d^{-1} en abril de dicho año.

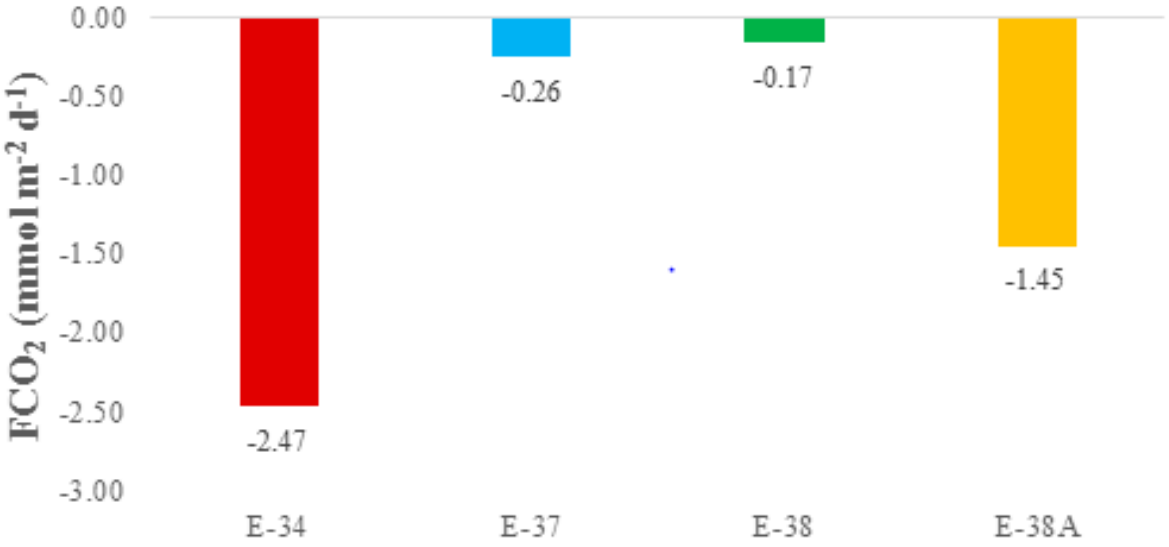

Figura 4. Flujos de CO_2 océano-atmósfera para el área de estudio del 14 al 21 de abril de 2018.

Probablemente las diferencias en los valores de FCO_2 para ambos años de estudio se deban a la fase en que la surgencia se encontró al momento de muestreo. Durante la fase de relajamiento de una surgencia, el flujo de CO_2 y la fotosíntesis tienen efectos opuestos sobre la pCO_{2agua}, lo que se refleja en valores negativos en ΔpCO_2 (Coronado-Álvarez *et al*., 2017). Esto puede sugerir que en 2017 la surgencia estaba en la fase de intensificación y en 2018 en fase de relajamiento, lo que explica las diferencias entre los años, ya que la fotosíntesis es un proceso más fuerte que la desgasificación en la reducción de la pCO_{2agua} (Coronado-Álvarez *et al*., 2017) y es mayor durante el relajamiento de la surgencia que durante la intensificación, porque el fitoplancton asimila los nutrientes de manera más efectiva durante el relajamiento (Wilkerson *et al*. 2006, Evans *et al*., 2011).

Conclusiones

En este trabajo se concluye que la zona frente a la desembocadura del Río Balsas se comporta como sumidero de CO_2 durante abril de 2018, lo que sugiere que se encontraba en la fase de relajación y a la fotosíntesis del fitoplancton que ocasionó valores negativos de ΔpCO_2 como respuesta a la reducción de la pCO_{2agua} en el área de estudio.

Agradecimientos

Se agradece a la Coordinación de la Investigación Científica de la UNAM por las facilidades otorgadas para el desarrollo del crucero MareaR-X ("*Estructura vertical del fitoplancton marino en el Pacífico central mexicano y la importancia de la fracción del picofitoplancton*", del 13 al 24 de abril 2018). A los proyectos SIP20195181, SIP20200716 por el financiamiento otorgado. ECL tiene beca EDI y COFAA. CRAI tiene beca CONACYT e IPN-BEIFI.

Literatura citada

Cepeda-Morales, J., G. Gaxiola-Castro, E. Beier and V. M. Godínez. 2013. The mechanisms involved in defining the northern boundary of the shallow oxygen minimum zone in the eastern tropical Pacific Ocean off Mexico. Deep Sea Research Part I 76:1-12 doi:10.1016/j.dsr.2013.02.004.

Chapa-Balcorta, C., R. Sosa-Ávalos, J. M. Hernández-Ayón, T. L. Espinosa Carreón, J. R. Lara-Lara y R. A. Guerra-Mendoza. 2019. Capítulo 1. Almacenes y flujos en ecosistemas marinos. pp. 3-23. En: Paz-Pellat, F., J. M. Hernández-Ayón., R. Sosa-Ávalos y A. S. Velázquez-Rodríguez (eds.). Estado del Ciclo del Carbono: Agenda Azul y Verde. Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, México. 716 p.

Coronado-Álvarez, L. de L. A., S. Álvarez-Borrego, J. R. Lara-Lara, E. Solana-Arellano, J. M. Hernández-Ayón and A. Zirino. 2017. Temporal variations of water pCO_2 and the air-water CO_2 flux at a coastal location in the southern California Current System: diurnal to interannual scales. Ciencias Marinas 43:137-156.

De la Cruz-Ruiz A. I., T. L. Espinosa-Carreón, S. Álvarez-Borrego, L. Coronado-Álvarez, L. Flores-Trejo, J. M. Hernández-Ayón, C. Chapa-Balcorta y D. U. Hernández-Becerril. 2019. Flujos de CO_2 océano-atmósfera frente a la desembocadura del río Balsas, México (Pacífico tropical nororiental). pp. 354-359. En: F. Paz, A. Velázquez, y M. Rojo (Eds.), Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2019. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Centro Nayarita de Innovación y Transferencia de Tecnología, Universidad Autónoma de Nayarit, Consejo de Ciencia y Tecnología del Estado de Nayarit y Stanford University- México. Texcoco, Estado de México, México.

Evans, W., B. Hales and P. G. Strutton. 2011. Seasonal cycle of surface ocean pCO_2 on the Oregon shelf. J. Geophys. Res. 116:1-11.

Fernández-Bremauntz, A. 2007. Prólogo. pp. 13-19. En: Hernández-de la Torre, B. y G. Gaxiola-Castro (eds.). Carbono en ecosistemas acuáticos de México. INE-SEMARNAT-CICESE. Ensenada, México.

IOC, SCOR and IAPSO (IntergovernmentalOceanographicCommission, Scientific Committee on Oceanic Research and International Association for the Physical Sciences of the Sea). 2010. The international thermodynamic equation of seawater-2010: calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission Manuals and Guides 56. UNESCO. París, Francia. 196 p.

IPCC (The Intergovernmental Panel on Climate Change). 2013. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *In*: Stocker, T. F., D. Qin., G.-K. Plattner., M. B. Tignor., S. K. Allen., J. Boschung., A. Nauels., Y. Xia., V. Bex and P. M. Midgley (eds.). Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1535 p.

Lewis, E. and D. W. R. Wallace. 1998. CO2SYS-Program developed for the CO_2 systems calculations. Carbon Dioxide Inf. Anal. Center; Report ORNL/CDIAC-105. Oak Ridge Natl. Lab. Oak Ridge, Tennessee. 38 p.

Liss, P. S. and L. Merlivat. 1986. Air-Sea exchange rates: Introduction and Synthesis. pp. 113-127. *In*: Buart-Menard, P. (ed.). The role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling. Reidel Publishing Company. Boston.

Lueker, T. J., A. G. Dickson and C. D. Keeling. 2000. Ocean pCO_2 calculated from dissolved inorganic carbon, alkalinity, and equations for K_1 and K_2: validation based on laboratory measurements of CO_2 in gas and seawater at equilibrium. Marine Chemistry 70:105-119.

McDougall, T. J., D. R. Jackett, F. J. Millero, R. Pawlowicz and P. M. Baker. 2012. A global algorithm for estimating Absolute Salinity. Ocean Science 8:1123-1134 doi:10.5194/os-8-1123-2012.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). 2020. Trends in Atmospheric Carbon Dioxide. 2019, de Earth System Research Laboratory. https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/graph.html (Consulta: julio 05, 2020).

Paulmier, A., D. Ruíz-Pino and V. Garcon. 2008. The oxygen minimum zone (OMZ) off Chile as intense source of CO_2 and N_2O. Continental Shelf Research 28:2746–2756.

Portela, E., E. Beier, E. D. Barton, R. Castro, V. Godínez, E. Palacios-Hernández, P. Fiedler, L. Sánchez-Velasco and A. Trasviña A. 2016. Water Masses and Circulation in the Tropical Pacific off Central Mexico and Surrounding Areas. Journal of Physical Oceanography 46:3069-3081.

Raymond, P. A. and J. J. Cole. 2001. Gas exchange in rivers and estuaries: Choosing a gas transfer velocity. Estuaries 24: 312-317.

Ribas-Ribas, M., G. Battaglia, M. Humphreys and O. Wurl. 2019. Impact of Nonzero Intercept Gas Transfer Velocity Parameterizations on Global and Regional Ocean–Atmosphere CO_2 Fluxes. Geosciences. 9:1-22.

Sosa-Ávalos, R, C. Sámano-Rodríguez, R. Sánchez-Nava, L. Silva-Iñiguez y P. Chávez Francisco. 2017. Flujos de CO_2 aire-mar estimados en el Pacífico oriental tropical mexicano. En Estado actual del conocimiento del ciclo del carbono y sus interacciones en México. pp. 318-323. En: Paz, F., R. Torres y A. Velázquez (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2017. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada y la Universidad Autónoma de Baja California. Texcoco, Estado de México, México. 656 p.

Takahashi, T., S. C. Sutherland, C. Sweeney, A. Poisson, N. Metzl, B. Tilbrook, N. Bates, R. Wanninkhof, R. A. Feely, C. Sabine, J. Olafsson and Y. Nojiri. 2002. Global sea–air CO_2 flux based on climatological surface ocean pCO_2, and seasonal biological and temperature effects. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 49:1601-1622.

Wanninkhof, R. 2014. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited. Limnology and Oceanography Methods 12:351-362.

Weiss, R. F. 1974. Carbon dioxide in water and seawater; the solubility of a non-ideal gas. Marine Chemistry 2:203-215.

Wilkerson, F. P., A. M. Lassiter, R. C. Dugdale, A. Marchi and V. E. Hogue. 2006. The phytoplankton bloom response to wind events and upwelled nutrients during the CoOP WEST study. Deep-Sea Research II 53:3023-3048.

5.4. Determinación vertical de la dinámica del sistema de carbono en una estación oceánica en Manzanillo

Flores-Trejo Lorena[1,2]; Espinosa-Carreón T. Leticia[1]; De la Cruz-Ruiz A. Itahi[1]; Hernández-Ayón J. Martín[2]; Hernández-Becerril David U[3] y Guzmán-Santos Nazaria Lizbeth[1].

[1]Instituto Politécnico Nacional. Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional. Unidad Sinaloa. Boulevard Juan de Dios Bátiz Paredes No. 250, Col. San Joachín, CP 81101, Guasave, Sinaloa, México.
[2]Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Carretera Ensenada-Tijuana No. 3917, Fraccionamiento Playitas, CP 22860, Ensenada, Baja California, México.
[3]Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. Circuito Exterior s/n Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, CP 04510, Ciudad de México.
Autor para correspondencia: lorenaflorestrejo@gmail.com

Resumen

La disminución en los valores promedio de pH superficial y el aumento de la pCO_{2agua}, es cada vez más evidente, a pesar de ello en México la dinámica del sistema de carbono en la columna de agua ha sido poco estudiada. El Pacífico Tropical Mexicano (PTM) es una zona de transición debido a la confluencia de dos corrientes importantes, pertenece a la alberca cálida y a la Zona del Mínimo de Oxígeno (ZMO). Por lo cual es una zona propensa a sufrir un desequilibrio en su biogeoquímica, por lo tanto, el objetivo de este trabajo fue conocer la dinámica del sistema del carbono en la columna de agua en abril 2017, 2018 y 2019 frente a Manzanillo, Colima en una estación oceánica. Se determinaron concentraciones de CID altas en toda la columna de agua (2008 a 2418 µmol kg^{-1}), lo que sugiere están relacionadas con la ZMO y la Zona de Máximo Carbono (ZMC). En los tres años se observaron tres masas de agua, en superficie predominó el Agua de Transición (ATr) con 2008 a 2080 µmol kg^{-1}, el Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs) y el Agua Intermedia del Pacífico (AIP) asociadas con la ZMO y altas concentraciones de CID 2281 a 2361 µmol kg^{-1}. Eventos de surgencias costeras pudieron ocurrir en el área de estudio, a pesar de que los valores de pH superficiales fueron básicos (8.02 a 8.18), se sugiere que procesos biológicos modificaron el sistema de CO_2. Las mayores diferencias fueron entre abril 2017 y 2019.

Palabras clave: *Manzanillo; sistema de carbono; distribución vertical; estación oceánica.*

Abstract

The decrease in the average values of surface pH and the increase in pCO_2water is increasingly evident, despite this in Mexico the dynamics of the carbon system in the water column has been little studied. The Mexican Tropical Pacific (MTP) is a transition zone due to the confluence of two important currents, it belongs to the warm pool and the Oxygen Minimum Zone (OMZ). Therefore, it is an area prone to suffer an imbalance in its biogeochemistry, therefore, the objective of this work was to know the dynamics of the carbon system in the water column in april 2017, 2018 and 2019 in front of Manzanillo, Colima in an ocean station. High DIC concentrations were determined in the entire water column (2008 at 2418 µmol kg^{1}), which suggests they are related to the OMZ and the Maximum Carbon Zone (MCZ). In the three years, three water masses were observed, on the surface the Transition Water (ATr) predominated with 2008 at 2080 µmol kg^{-1}, the Subtropical Subsurface Water (AStSs) and the Pacific Intermediate Water (PIW) associated with the OMZ and high concentrations of DIC 2281 to 2361 µmol kg^{-1}. Coastal upwelling events could have occurred in the study area, although the surface pH values were basic (8.02 to 8.18), it is suggested that biological processes modified the CO_2 system. The biggest differences were between april 2017 and 2019.

Key words: *Manzanillo; carbon system; vertical distribution; oceanic station.*

Introducción

Los flujos de CO_2 entre océano-atmósfera, han comenzado a reflejarse en algunos cambios en la columna de agua, tal es el caso de un ligero aumento de la pCO_{2agua} y una reducción de 0.1 a 0.11 unidades de pH en superficie, desequilibrando la biogeoquímica del carbono en la columna de agua (PMEL-NOAA, 2020; Feely *et al*., 2018). El sistema del carbono en la columna de agua se describe a partir de cuatro variables: a) carbono inorgánico disuelto (CID), b) alcalinidad total (AT), c) pH y d) presión parcial de CO_2 (pCO_2). Al determinar dos de las cuatro variables descritas, se puede describir este sistema en la columna de agua, utilizando salinidad, temperatura y las constantes de disociación termodinámicas implicadas en las reacciones (Millero *et al*.,2006).

México posee una amplia extensión territorial marítima que supera los 3 000 000 km^2 (INEGI, 2020) y por ello se debe prestar especial atención a los ecosistemas marinos. La región del Océano Pacífico en México es la de mayor extensión, región en la cual se presenta una zona de transición tropical-subtropical muy compleja debido a la confluencia de la Corriente Costera Mexicana (CCM) y la Corriente de California (CC) que determinan la circulación de agua del área conocida como Pacífico Tropical Mexicano (PTM), es parte de la alberca cálida y de la Zona del Mínimo de Oxígeno (Lavín *et al*., 2006; Fielder y Talley, 2006; Godínez *et al*., 2010; Cepeda-Morales *et al*., 2013).

La mayoría de las investigaciones relacionadas al sistema de carbono en la región del océano Pacífico se han realizado en el sistema de la Corriente de California (CC), algunos en el golfo de California (GC) y escasamente en el PTM. Los estudios publicados sobre este tema son escasos para la zona de Manzanillo, pues el enfoque ha sido en las bahías con especial atención en la determinación de flujos océano-atmósfera (Chapa-Balcorta *et al*., 2019).

Es por ello que el objetivo de este trabajo fue determinar la dinámica del sistema del carbono en la columna de agua en una estación oceánica frente a Manzanillo en el mes de abril en tres años continuos (2017, 2018 y 2019).

Materiales y Métodos

Se realizaron tres monitoreos en la región de Manzanillo (entre los 18.46-19.06° N y 104.36-104.74° O) en abril de 2017, abril 2018 y abril 2019 como parte de cruceros oceanográficos realizados a bordo del B/O "EL PUMA" de la Universidad Nacional Autónoma de México, se eligió la estación oceánica representativa del área de estudio (E20A) (Figura 1). Mediante un CTD (Conductivity, Temperature, Depth, por sus siglas en inglés) SeaBird 911 plus se registraron los perfiles correspondientes a temperatura, salinidad, fluorescencia y oxígeno disuelto. Con ayuda de botellas Niskin acopladas a una roseta se colectaron alícuotas de agua en botellas de borosilicato de 125 ml a diferentes niveles para la determinación de CID y AT. Las muestras se obtuvieron cuidadosamente sin burbujear. Además, se les añadió 100 µl de una solución saturada de cloruro de mercurio (para eliminar cualquier interferencia biológica) y se almacenaron en oscuridad a 25 ºC hasta su procesamiento.

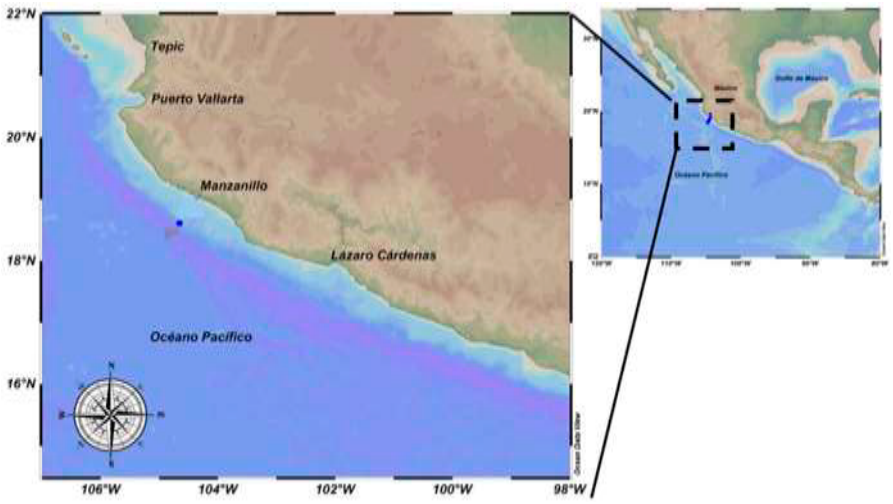

Figura 1. Localización de la estación oceánica elegida para este trabajo (color azul) representativa del área de Manzanillo, Colima.

El CID y el AT se analizaron mediante un analizador Licor Apollo SciTech, modelo AS-C3, V2016.01 y un AS-ALK2 Apollo respectivamente. En ambas mediciones se utilizaron subestándares de referencia proporcionados por el Dr. Martín Hernández Ayón del IIO-UABC, la precisión del análisis fue de ±0.5%. El $pH_{(sw)}$ y la pCO_{2a} fueron calculadas mediante el uso del programa CO2SYS (Lewis y Wallace, 1998) versión 2.3, y con los datos de temperatura, salinidad, presión, CID y AT, utilizando las constantes de disociación de Lueker *et al*. (2000).

Resultados y Discusión

En el mes de abril, para los tres años, la columna de agua presentó la influencia de dos masas de agua bien definidas (Figura 2a y 2b): el Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs) desde los 50 m de profundidad hasta los 400 m y el Agua Intermedia del Pacífico (AIP) desde los 400 m hasta los 1100 m. En abril 2017 y 2019 en superficie hasta los 50 m de profundidad, se encontró una mayor proporción de Agua de Transición (ATr). Las masas de agua registradas en este estudio, excepto la ausencia de Agua Tropical Superficial (ATS) coinciden con las reportadas por Portela *et al*. (2016) entre los meses de abril-junio de 1992 a 2015. Aunque más al norte, en Cabo Corrientes Trucco-Pignata *et al*. (2019) reportaron la presencia de ATS en junio 2015 y marzo 2016 en la superficie, pero mencionan que ésta presencia de ATS en primavera fue anómala comparada con el promedio estacional del World Ocean Atlas 2009 (WOA09). En general el CID presentó concentraciones altas en toda la columna de agua, respecto a lo reportado por Sámano-Rodríguez y Sosa-Ávalos (2013) en abril de 2011 y Sosa-Ávalos *et al*. (2015b) en abril 2013, su intervalo promedio fue de 1886 a 2244 µmol kg^{-1} desde superficie hasta los 50 m de profundidad en Bahías de Manzanillo y en el presente estudio, el intervalo de CID fue de 2008 a 2281 µmol kg^{-1} para el mismo rango de profundidad que los estudios antes mencionados. El ATr se asocia a concentraciones entre 2008 a 2080 µmol kg^{-1}, el AStSs a concentraciones entre 2281 a 2361 µmol kg^{-1}, el AIP asociada a concentraciones entre 2308 a 2350 µmol kg^{-1} y el Agua Profunda del Pacífico superó los 2400 µmol kg^{-1}.

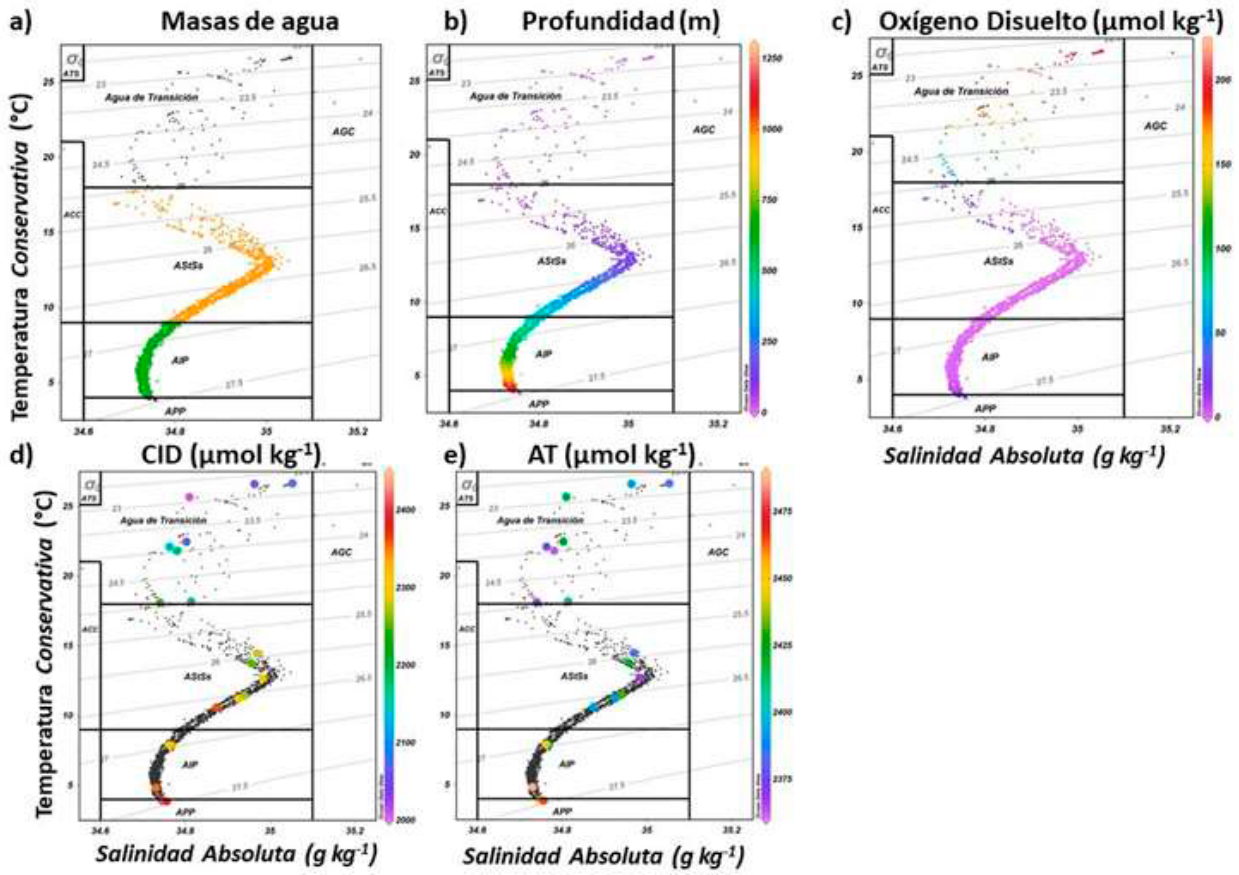

Figura 2. Diagramas T-S de los registros obtenidos en la estación 20A en Manzanillo, Colima.
Las masas de agua (a) se determinaron de acuerdo con la clasificación de Portela *et al*. (2016). Se asociaron con la profundidad (m) (b), con las concentraciones de OD (µmol kg^{-1}) (c), de CID (µmol kg^{-1}) (d) y de AT (µmol kg^{-1}) (e).

Los perfiles hidrológicos (temperatura, salinidad, OD y fluorescencia) (Figura 3a, b, c y d, hasta los 1200 m) son muy similares en los tres años. Cuando se analizan los datos superficiales, se observa una capa de mezcla bien definida hasta los 30 m de profundidad en abril 2017 y abril 2019. La temperatura superficial fue relativamente cálida en abril 2017 de 26.66 °C, mientras que en abril 2019 la temperatura superficial fue de 25.66° C, valores que se encuentran dentro del intervalo de 23.37 °C a 29.18 °C que reportan Sámano-Rodríguez y Sosa-Ávalos (2013) en las Bahías de Manzanillo y que consideran temperaturas relativamente frías. Incluso este intervalo de temperatura fría ha sido asociado a procesos oceanográficos advectivos, por ejemplo, en marzo, abril y mayo 2011 Sosa-Ávalos *et al.* (2015a) reportan para la zona de estudio eventos cortos (1 a 5 días) de surgencias costeras con afloramiento de agua con bajas temperaturas. Respecto a salinidad al menos en los tres monitoreos realizados, los perfiles de salinidad muestran amplia variabilidad hasta los 100 m de profundidad aproximadamente, alcanzando valores máximos de salinidad de 35 a los 30 m de profundidad en abril 2017 y 2019. Sosa-Ávalos *et al*. (2015b) observaron una salinidad promedio (desde superficie hasta los 50 m) de 34.64 en abril 2013 y mencionan que a comparación de otros meses donde los perfiles de salinidad son homogéneos, en su trabajo los meses de abril y mayo 2013 presentaron variabilidad temporal, pero con una relación inversa con la temperatura del agua, lo cual no ocurrió en el presente estudio dado que la correlación entre ambas variables fue directa y aunque relativamente baja pero significativa ($r = 0.32$, $p = 0.05$).

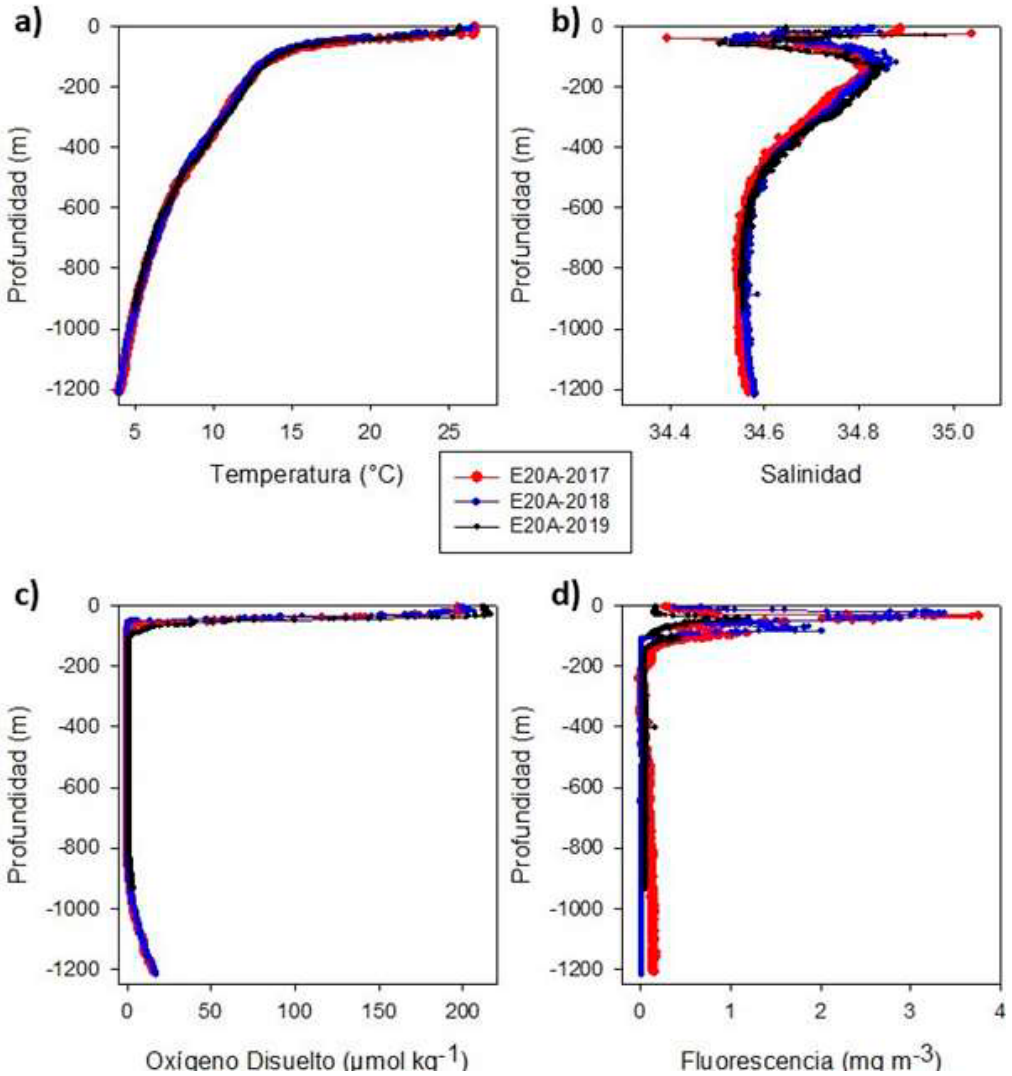

Figura 3. Perfiles verticales de: a) temperatura, b) salinidad, c) oxígeno disuelto, d) clorofila, abril 2017 (línea roja), abril 2018 (línea azul), abril 2019 (línea negra) en Manzanillo, Colima.

Los perfiles de fluorescencia para los tres monitoreos realizados en el mes de abril muestran cierta similitud, siendo los de abril 2017 y abril 2018 los más parecidos. Es importante mencionar que la fluorescencia es utilizada para estimar la clorofila en la columna de agua. El mayor máximo de fluorescencia (3.76 mg m^{-3}) se observó a los 33m en abril 2017 y ligeramente más somero (24 m, 3.38 mg m^{-3}) en abril 2018. En los tres años, se hizo visible el segundo máximo de fluorescencia, siendo más relevante y permanente en abril 2018 a los 82 m de profundidad con una concentración asociada de 2 mg m^{-3}; dinámica antes reportada para al PTM por Cepeda-Morales *et al*. (2009) quienes reportan que este segundo máximo de fluorescencia en los perfiles es ocasionado por poblaciones de *Prochlorococcus* debido a que están aclimatados a bajas intensidades de luz, es decir, longitudes de onda azules y a aprovechar los nitritos para su crecimiento (Hernández-Becerril y Pastén-Miranda, 2015), siendo dominantes en océanos tropicales y subtropicales. De acuerdo a lo que menciona Cullen (2015), los máximos de clorofila susbsuperficiales se mantienen en la columna de agua en diversas escalas espacio-temporales que pueden llegar a decenas de m y que dependen del crecimiento, aclimatación fotosintética, hundimento de partículas y otras interacciones ecológicas de la comunidad fitoplantónica. Además, menciona que uno de los procesos más importantes para mantener este máximo subsuperficial en estaciones oceánicas es el hundimiento de partículas. También se sugiere que estas estaciones oceánicas

pueden ser consideradas oligotróficas y por lo tanto como explica Cullen (2015), los nutrientes óptimos se agotan a mayor profundidad (60 y 70 m), observándose estos picos subsuperficiales. Situación que se sugiere ocurre en el área de estudio del presente trabajo. Recordando que el área de estudio pertenece a la ZMO, se dio prioridad a observar donde se encontró la concentración de 20 de µmol kg^{-1} de oxígeno disuelto, que indica el límite superior de la ZMO, la cual se observó en abril 2018, 2017 y 2019 a los 47 m, 59 m y 67 m de profundidad respectivamente, es decir estos límites son más someros a los reportados para las ZMO del Pacífico Norte Tropical Oriental, con un promedio de 130 m de profundidad (Paulmier *et al*., 2008), también mencionan que la ZMO perteneciente al PTM es la que presenta mayor variación espacio-temporal. Las concentraciones bajas de OD se extendieron en toda la columna de agua, relacionadas a la ZMO del PTM (Cepeda-Morales *et al*., 2013), concentraciones que comenzaron a incrementarse a partir de los 800 m debido a una posible inmersión y/o advección de alguna masa de agua (AIP o APP). Otra observación relevante de este estudio fue la relación entre el segundo máximo de fluorescencia y el límite de la ZMO, asociación antes reportada por Cepeda-Morales *et al*. (2009) y que mencionan es la condición necesaria para este segundo máximo.

Los perfiles de CID (Figura 4a) presentaron una tendencia de incremento conforme aumenta la profundidad de 2008 a 2418 µmol kg^{-1}, comportamiento usual en esta variable, debido a que la solubilidad del carbono aumenta conforme la profundidad principalmente por dos procesos: el físico y el biológico, éste relacionado a procesos de respiración en la profundidad, hundimiento de partículas y por la disolución de carbonato de calcio disponible (Álvarez-Borrego, 2007). Además, Sarmiento y Gruber (2006) mencionan que las concentraciones superficiales de CID son 15% menores a las del océano profundo, dinámica que concuerda con lo obtenido en el presente estudio. Otro punto relevante en las concentraciones de CID es que son relativamente altas a las reportadas en otros lugares, Franco *et al*. (2014) explicó que las regiones pertenecientes a las ZMO también son consideradas como Zonas de Máximo Carbono (ZMC), lo que sugiere explica la alta correlación inversa entre CID y OD $r = -0.91$, $p = 0.05$ de este estudio. Las mayores concentraciones en general de CID se observaron en abril de 2017 y las menores en abril de 2019. Los perfiles de alcalinidad total (AT) en la columna de agua (Figura 4b) son prácticamente homogéneos, de superficie a fondo concentraciones de 2380 a 2487 µmol kg^{-1}, pero entre los 40 y 50 m se apreció una disminución, que de acuerdo con Sabine *et al*. (2002) es debido a que la variabilidad en el AT se relaciona a la absorción o liberación de protones asociados con la reducción u oxidación de algunos nutrientes y también con la producción de carbonato de calcio. Las concentraciones de AT superficiales encontradas representan el 4% menos que las asociadas a los 1000 m y 1200 m de profundidad, lo que concuerda con lo descrito por Sarmiento y Gruber (2006), quienes describen que el gradiente de disminución es del 5%. Las mayores concentraciones de AT fueron las de abril 2019 alcanzando un máximo de 2487 µmol kg^{-1} a los 1000 m y las concentraciones menores fueron las de abril 2017 con un máximo de 2450 µmol kg^{-1} a los 1200 m. Los valores de pH superficiales (Figura 4c) fueron casi similares en abril 2017 y 2018 de 8.02 y 8.05, respectivamente; el valor más alto fue de 8.18 en abril 2019 y el mínimo de los tres monitoreos (7.60) se encontró a los 300 m en 2017. Intervalo (superficie a fondo) que se encuentra dentro de lo de reportado por Sámano-Rodríguez y Sosa-Ávalos, 2013 (pH_{sw} 7.5 a 8.16); los valores superficiales reportados por estos autores (7.9) en abril 2011 y por Sosa-Ávalos *et al*. 2015b (7.70) en abril 2013 los asociaron a eventos cortos de surgencia con una relación inversa entre CID y pH. Por lo que se sugiere que, a pesar de haber obtenido una correlación inversa alta entre CID y pH ($r = -0.82$, $p = 0.05$) y observar altas concentraciones de CID y las temperaturas relativamente bajas similares con los trabajos antes mencionados, los valores de pH superficiales básicos no permiten asegurar que los monitoreos se realizaron cuando el evento de surgencia costera estaba ocurriendo, si no tal vez en una etapa posterior a este evento, relacionado con las altas concentraciones de clorofila estimadas en este estudio. Los perfiles de pCO_{2a} (Figura 4d) son similares a los de CID ($r = 0.72$, $p = 0.05$), debido a las relaciones termodinámicas del sistema del carbono y a lo que explican Sarmiento y Gruber (2006) sobre que las variaciones de pCO_2 son determinadas por salinidad,

temperatura, procesos físicos y biológicos; aunque también explican que superficialmente también influyen al CID y la AT.

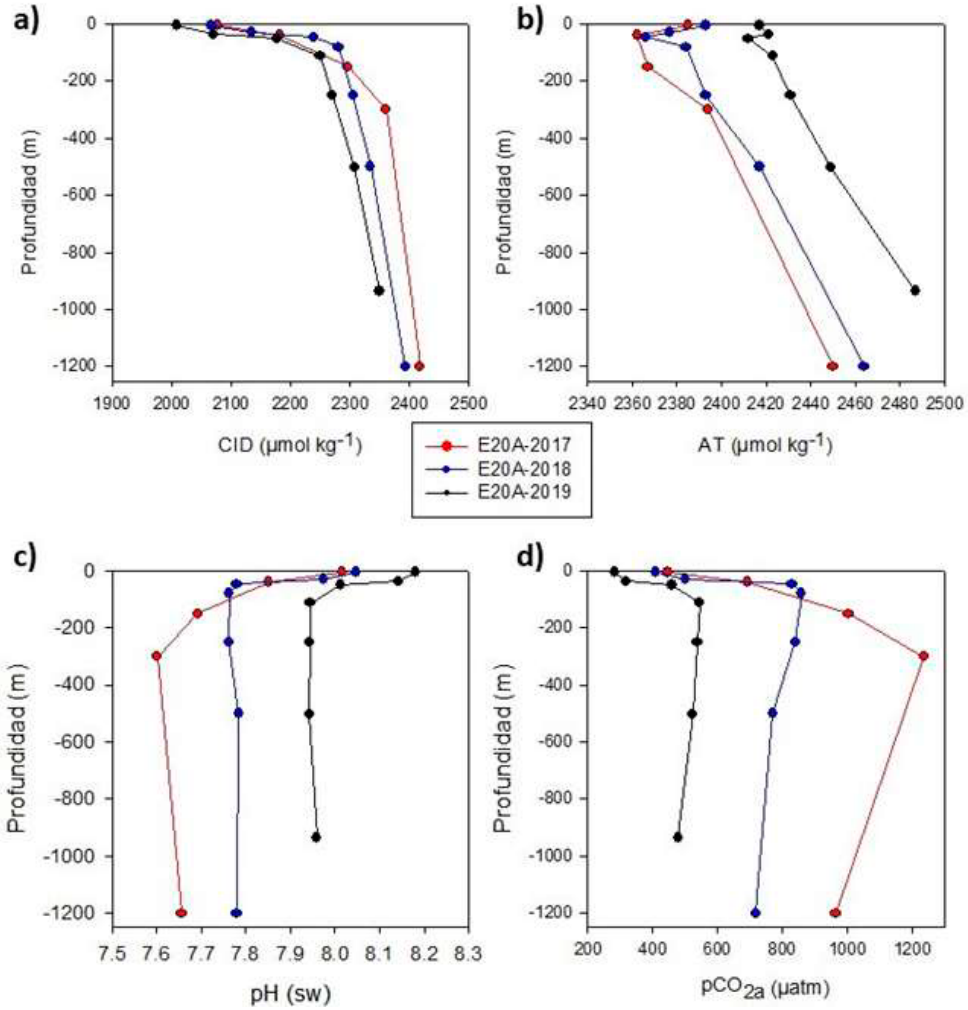

Figura 4. Perfiles verticales de: a) carbono inorgánico disuelto (CID), b) alcalinidad total (AT), c) pH(sw), d) pCO_{2a}, en abril 2017 (línea roja), abril 2018 (línea azul), abril 2019 (línea negra) frente a Manzanillo, Colima.

Conclusiones

La región oceánica de Manzanillo en abril 2017, 2018 y 2019 presentó algunas diferencias en las variables hidrológicas (temperatura, salinidad, OD y fluorescencia), principalmente entre abril 2017 y2019. Las masas de agua presentes fueron similares en los tres años (ATr, AStSs, AIP y APP). Respecto al sistema de carbono, el CID presentó una mayor concentración en la columna de agua en CID en abril de 2017 y menor en 2019, siendo en general concentraciones altas a las antes reportadas y que se sugiere están relacionadas a la ZMO y la ZMC. En general las cuatro variables del sistema del carbono estuvieron relacionadas: directamente CID y pCO_{2a}, inversamente CID y pH. En general la estación oceánica frente a Manzanillo monitoreada en abril 2017, 2018 y 2019, presentó cierta similitud en las variables hidrológicas y las concentraciones de CID reportadas por otros estudios en la Bahía de Manzanillo (datos hasta los 50 m), a diferencia que en este estudio no se pudo concluir la presencia de surgencias costeras debido a los valores básicos de pH reportados. Sugiriendo realizar estudios más a fondo sobre los agentes forzantes que determinan la dinámica frente a Manzanillo, Colima.

Agradecimientos

Se agradece a la Coordinación de la Investigación Científica de la UNAM por las facilidades otorgadas para el desarrollo del crucero MareaR-IX, X y XI ("Estructura vertical del fitoplancton marino en el Pacífico central mexicano y la importancia de la fracción del picofitoplancton. A los proyectos SIP20180274, SIP20195181 por el financiamiento otorgado. ECL tiene beca EDI y COFAA. CRAI y GSNL tienen beca CONACYT e IPN-BEIFI.

Literatura citada

Álvarez-Borrego, S. 2007. Principios generales del ciclo del carbono en el océano. pp. 11-28. En: Hernández-de la Torre, B. and G. Gaxiola-Castro (eds.). Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México. INE, SEMARNAT y CICESE. México.

Cepeda-Morales, J., E. Beier, G. Gaxiola-Castro, M. F. Lavín and V. M. Godínez. 2009. Effect of the oxygen minimum zone on the second chlorophyll maximum in the Eastern Tropical Pacific off Mexico. Ciencias Marinas 35:389-403.

Cepeda-Morales, J., G. Gaxiola-Castro, E. Beier and V. M. Godínez. 2013. The mechanisms involved in defining the northern boundary of the shallow oxygen minimum zone in the eastern tropical Pacific Ocean off Mexico. Deep Sea Research Part I 76:1-12 doi:10.1016/j.dsr.2013.02.004.

Chapa-Balcorta, C., R. Sosa-Ávalos, J. M. Hernández-Ayón, T. L. Espinosa Carreón, J. R. Lara-Lara y R. A. Guerra-Mendoza. 2019. Capítulo 1. Almacenes y flujos en ecosistemas marinos. pp. 3-23. En: Paz-Pellat, F., J. M. Hernández-Ayón., R. Sosa-Ávalos y A. S. Velázquez-Rodríguez (eds.). Estado del Ciclo del Carbono: Agenda Azul y Verde. Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, México. 716 p.

Cullen, J. J. 2015. Subsurface Chlorophill Maximum Layers: Enduring Enigma or Mistery Solved? Annual Review of Marine Science. 7:207-239.

Feely, R. A., R. R. Okazaki, W.-J. Cai, N. Bednaršek, S. R. Alin, R. H. Byrne and A. Fassbender. 2018. The combined effects of acidification and hypoxia on pH and aragonite saturation in the coastal waters of the California current ecosystem and the northern Gulf of Mexico. Continental Shelf Research. 152:50-60.

Fielder, P. C. and L. D. Talley. 2006. Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review. Progress in Oceanographic. 69:143-180.

Franco, A. C., J. M. Hernández-Ayón, E. Beier, V. Garçon, H. Maske, A. Paulmier, J. Färber-Lorda, R. Castro and R. Sosa-Ávalos. 2014. Air-sea CO_2 fluxes above the stratified oxygen minimum zone in the coastal region off Mexico. J. Geophys. Res. 119:2923-2937.

Godínez, V. M., E. Beier, M. F. Lavín and J. A. Kurczyn. 2010. Circulation at the entrance of the Gulf of California fron satellite altimeter and hydrigraphic observations. Journal of Geophysical Research 115:1-15.

Hernández-Becerril, D. U. y N. Pastén-Miranda. 2015. Abundancia y distribución de la cianobacteria picofitoplanctónica Synechococcus en Bahía de La Paz y Cuenca del Carmen, Golfo de California (junio 2001). Hidrobiológica 25:357-364.

INEGI (Instituto Nacional de Información Estadística y Geografía). 2020. http://cuentame.inegi.org.mx/territorio/extension/default.aspx?tema=T (Consulta: abril 22, 2020).

Lavín, M. F., E. Beier, J. Gómez-Valdés, V. M. Godínez and J. García. 2006. On the summer poleward coastal current off SW México. Geophysical Research Letters. 33:1-4.

Lewis, E. and D. W. R. Wallace. 1998. CO2SYS-Program developed for the CO_2 systems calculations. Carbon Dioxide Inf. Anal. Center; Report ORNL/CDIAC-105. Oak Ridge Natl. Lab. Oak Ridge, Tennessee. 38 p.

Lueker, T. J., A. G. Dickson and C. D. Keeling. 2000. Ocean pCO_2 calculated from dissolved inorganic carbon, alkalinity, and equations for K_1 and K_2: validation based on laboratory measurements of CO_2 in gas and seawater at equilibrium. Marine Chemistry 70:105-119.

Millero, F. J., T. B. Graham, F. Huang, H. Bustos-Serrano and D. Pierrot. 2006. Dissociation constants of carbonic acid in seawater as a function of salinity and temperature. Marine Chemistry 100:80-94 doi.org/10.1016/j.marchem.2005.12.001.

Paulmier, A., D. Ruíz-Pino and V. Garcon. 2008. The oxygen minimum zone (OMZ) off Chile as intense source of CO_2 and N_2O. Continental Shelf Research 28:2746–2756.

PMEL and NOAA (Pacific Marine Environmental Laboratory and National Oceanic and Atmospheric Administration). Carbon Program. 2020. What is Ocean Acidification. https://pmel.noaa.gov/co2/story/What+is+Ocean+Acidification%3F (Consulta: abril 22, 2020).

Portela, E., E. Beier, E. D. Barton, R. Castro, V. Godínez, E. Palacios-Hernández, P. Fiedler, L. Sánchez-Velasco and A. Trasviña A. 2016. Water Masses and Circulation in the Tropical Pacific off Central Mexico and Surrounding Areas. Journal of Physical Oceanography 46:3069-3081.

Sabine, C. L., R. A. Feely, R. M. Key, J. L. Bullister, F. J. Millero, K. Lee, T.-H. Peng, B. Tilbrook, T. Ono and C. S. Wong. 2002. Distribution of anthropogenic CO_2 in the Pacific Ocean. Global Biogeochemical Cycles 16:30-1-30-17 doi:10.1029/2001GB001639.

Sámano-Rodríguez, C. A. y R. Sosa-Ávalos. 2013. Variación temporal de pH y CID en las Bahías de Manzanillo, Colima. pp. 461-466. En: Paz, F., J. Wong, M. Bazan y V. Saynes (eds.). 2013. Estado actual del conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2013. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano el Carbono, Colegio de Pstgraduados, Universidad Autónoma de Chapingo e Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey. Montecillo, Estado de México, México. 708 p.

Sarmiento, J. L. and N. Gruber. 2006. Ocean Biogeochemical Dynamics. Princenton University Press. United States of America

Sosa-Ávalos, R., F. Chávez, G. Gaxiola-Castro y L. Silva-Iñiguez. 2015a. Flujos de CO_2 entre la atmósfera y el océano en el Pacífico tropical mexicano. pp. 440-445. En: Paz, F., J. Wong y R. Torres (eds.). 2015. Estado actual del conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2015. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Centro del Cambio Climático Global y la Sustentabilidad en el Sureste, A.C. y el Centro Internacional de Vinculación y Enseñanza de la Universidad Juárez Autónoma de Tabasco. Texcoco, Estado de México, México. 702 p.

Sosa-Ávalos, R; L. Silva-Iñiguez, K. A. Vega-Corza, R. Sánchez-Nava, S. A. Ruiz-Lizama y A. J. García-Zuber. 2015b. Carbono inorgánico disuelto estimado en las Bahías de Manzanillo, Colima. pp. 372-378. En: Paz, F. y J. Wong (eds.). Estado actual del conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2014. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Centro de Investigación y Estudios avanzados del Instituto Politécnico Nacional, Unidad Mérida y el Centro de Investigación y Asistencia en Tecnología y Diseño del Estado de Jalisco. Texcoco, Estado de México, México. 640 p.

Trucco-Pignata, P. N., J. M. Hernández-Ayón, E. Santamaría-del Ángel, E. Beier, L. Sánchez-Velasco, M. V. Godínez and O. Norzagaray. 2019. Ventilation of the upper Oxygen Minimum Zone in the coastal region off Mexico: Implications of El Niño 2015-2016. Frontiers in Marine Science. 6:1-17.

5.5. Caracterización mineralógica de los carbonatos de algas coralinas de la Bahía de La Paz, BCS

Bautista-García Andrea[1]; **Valdespino-Castillo Patricia M.[2]**; Pi-Puig Teresa[3,4]; Favoretto Fabio[1,5]; Merino-Ibarra Martín[6]; Holman Hoi-Ying[2] y **Blanco-Jarvio Anidia[1]**

[1]Laboratorio de Bioingeniería y Ciencias Ambientales (BICA), Departamento Académico de Ingeniería en Pesquerías, Universidad Autónoma de Baja California Sur, Unidad Pichilingue, La Paz, BCS, México.
[2]Molecular Biophysics and Integrated Bioimaging Division, Lawrence Berkeley National Laboratory, 94702, Berkeley, EUA
[3]Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
[4]Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM), Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, Mexico.
[5]Gulf of California Marine Program, Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego, CA, United States.
[6]Unidad Académica de Biodiversidad Acuática, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, Mexico.
Autores para correspondencia: [1]ablanco@uabcs.mx, [2]pmvaldespino@lbl.gov

Resumen

La fotosíntesis de las algas calcificantes es un relevante conductor de la formación de carbonatos en las costas. El carbono inmovilizado en los talos calcificados de estas algas es un componente estructural de diferentes tipos de carbonatos. Entre ellos, la calcita magnesiana es el mineral más comúnmente reportado. El contenido de otros cationes (además del calcio) en estos biominerales les brinda características particulares. Por ello, los biominerales son objeto de investigación actual, en particular frente a los panoramas de cambio ambiental. En este trabajo utilizamos a las algas coralinas de las pozas intermareales de Calerita (Bahía de la Paz, BCS, México) como modelos para estudiar la diversidad mineral (en microescala) del talo de *Neogoniolithon thrichotomum*, el alga coralina más abundante en las pozas estudiadas. Los resultados preliminares indican la presencia de aragonita, calcita magnesiana con alto contenido de Mg (~ 18%), también ankerita y siderita (Fe-carbonatos) espacialmente segregada a microescala.

Palabras clave: *bio-carbonatos; calcita magnesiana; bio-minerales; carbonatos costeros.*

Abstract

Photosynthesis in calcifying algae is a relevant driving force of carbonate formation in coastal environments. The immobilized carbon in the algal thalli is a structural component of a diversity of carbonates. Among them, magnesian calcite is the most frequently reported. The presence of other cations (besides calcium) in the solid solution (calcite) results in structural particularities of the bio-minerals. Because of this, recent research, particularly that associated to environmental change, has focused on these biominerals. In this work, we studied coralline algae of Calerita tidal pools (La Paz Bay, BCS, Mexico) as models to assess mineral diversity (in microscale) of *Neogoniolithon trichotomum,* the most abundant coralline algae in the pools. Preliminary results show the presence of aragonite, high magnesium calcite (~ 18%), as well as ankerite and siderite (Fe-carbonates) spatially segregated at microscale.

Key words: *bio-carbonates; magnesian calcite; bio-minerals; coastal carbonates.*

Introducción

La fotosíntesis (fijación de carbono en biomasa) de las algas calcificantes es un importante conductor de la biomineralización (fijación de carbono en carbonatos) en las costas. Los bio-carbonatos formados presentan características particulares que se relacionan con el organismo que los genera, y en general son isoformas de carbonatos de calcio: aragonita, como los corales, y calcitas magnesianas, con diferente contenido de magnesio (Díaz-Pulido *et al*., 2014).

México es un reservorio de alta biodiversidad y 51% de los géneros de algas calcificantes reportados a nivel mundial se pueden encontrar en territorio mexicano. *Neogoniolithon trichotomum,* una Rodofita de la familia Corallinaceae, es el organismo que presenta mayor cobertura en las pozas intermareales de Calerita, Bahía de la Paz. En estas pozas, el programa BICA realiza monitoreos ecológicos periódicos que permitieron el estudio de los biominerales asociados a esta alga coralina en el invierno y el verano de 2018.

Se ha reportado que los bio-minerales de las algas coralinas (AC) tienen un contenido variable de magnesio en un amplio intervalo (entre 7 y 18%). Recientemente, se ha determinado que la distribución espacial de los carbonatos es variable en microescala dentro de los esqueletos de las AC, por ejemplo, la aragonita está asociada a las estructuras reproductivas (conceptáculos) Krayevsky-Self *et al*. 2016. El conocimiento de su diversidad mineral puede contribuir a entender mejor su papel como almacenes de carbonatos ante los escenarios de aumento de la temperatura y de acidificación del océano previstos.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El estudio se llevó a cabo en dos pozas intermareales de la Bahía de La Paz en invierno y verano de 2018 (Figura 1). La Bahía de La Paz se ubica en la costa este de la Península de Baja California a 200 km de la boca del Golfo de California (GC). Frente al Canal de San Lorenzo se encuentra la playa Calerita (24°21’13.26’’N y 110°17’00.86’’O) (Figura 1).

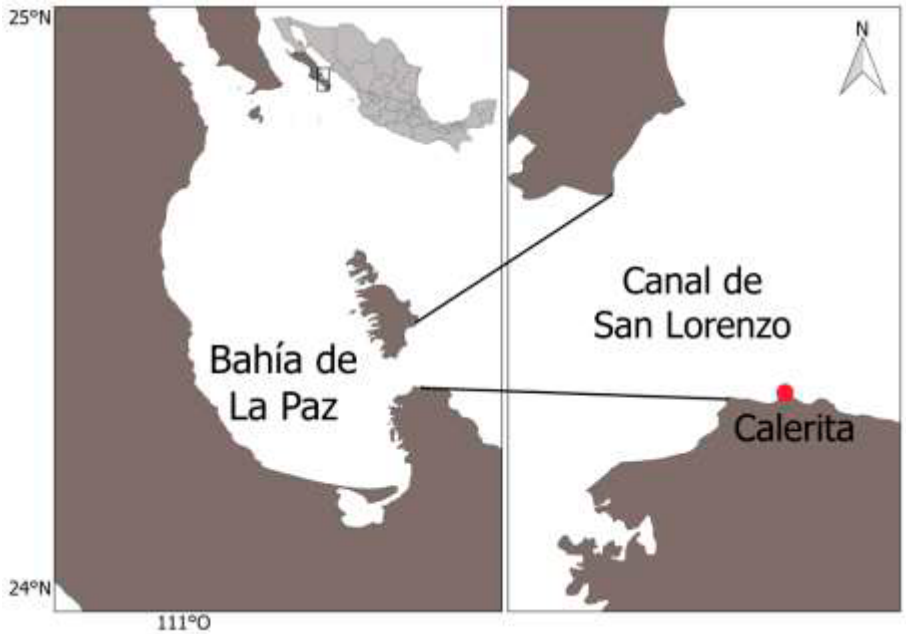

Figura 1. Playa Calerita (24°21’13.26’’ N y 110°17’00.86’’ O) al sur de la costa oriental de la Península de Baja California.

Es una playa ligeramente inclinada con fondo arenoso-rocoso, donde las corrientes producidas por las mareas semidiurnas presentan una fuerte estacionalidad de temperatura, salinidad y concentración de oxígeno, debido al flujo y reflujo del agua entre el GC y la Bahía de La Paz (Rodríguez-Morales y Siqueiros-Beltrones, 1999).

En la zona mesolitoral de la playa Calerita, durante los periodos de baja marea se forman pozas de diferentes tamaños, en las que hay rocas sueltas que están cubiertas permanentemente por algas de tipo calcáreo. En particular, podemos encontrar al alga *N. trichotomum*, generalmente sujeta a rocas de las pozas de marea (Figura 2) que generalmente el movimiento de las olas, mareas altas y lluvias, mantiene cubiertas de agua, pero cuando baja la marea, quedan expuestas al viento y al sol. En consecuencia, en las pozas existen grandes fluctuaciones ambientales y en particular en la temperatura, el contenido de oxígeno y el pH.

Figura 2. Pozas intermareales en el periodo invierno-verano. a) Poza intermareal aislada; b) *N. trichotomum* dentro de las pozas intermareales; c-d) *N. trichotomum* fijo a un sustrato; e) Pozas intermareales inundadas; f) *N. trichotomum* cubierto de *Caulerpa* sp.; g) tapete microbiano; h) *Caulerpa* sp. con sedimento (Figura en Bautista 2020).

En este sitio se ha registrado la variación de temperatura, pH y oxígeno disuelto en dos pozas intermareales de la playa Calerita en un ciclo de 24 h en un día típico de verano. Una de las pozas intermareales se caracteriza por ser poco profunda, cercana a la costa, con una profundidad de 15 cm en marea alta y ~6 cm durante condiciones de baja marea, mientras que la otra poza se encuentra alejada de la costa, se inunda fácilmente durante marea media alta y tiene una profundidad que varía entre 8 a 35 cm, bajo estas condiciones el oxígeno disuelto es el parámetro que mayor variación presenta (Favoretto y colaboradores, datos no publicados).

Metodología

Para identificar los minerales asociados a *N. trichotomum* (alga coralina Rodofita) se integraron dos metodologías complementarias; difracción de rayos-X (DRX en LANGEM, UNAM) y espectromicroscopía de infrarrojo por transformada de Fourier, acoplada a luz de sincrotrón (SR-FTIR, en ALS, LBNL). Adicionalmente se realizó una cuidadosa caracterización ambiental en las pozas, que incluyó temperatura, irradiancia, pH, y profundidad, así como determinaciones de nutrientes (amonio, nitrato, nitrito, y fósforo reactivo disuelto (SRP)), realizadas en el Lab. de Bogeoquímica acuática (ICML, UNAM) en un auto-analizador Scalar San Pluz de flujo segmentado.

La composición mineral de las algas coralinas se determinó mediante el análisis de difracción de rayos X. Para el análisis, las muestras se secaron en un horno a 55 °C, se trituraron en un mortero de ágata y tamizaron a tamaño inferior a 45 micras. Aproximadamente 2g de material fueron analizados en un difractómetro EMPYREAN (PANalytical®) equipado con un filtro de Ni, tubo de cobre y un detector PIXcel3D, en el laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM.

Se realizaron análisis por espectromicroscopía de infrarrojo con trasformada de Fourier acoplada a luz de sincrotrón (SR-FTIR) en el Lawrence Berkeley National Laboratory para estudiar la microestructura de las algas. Para ello se utilizaron células vivas (frescas y conservadas en condiciones que reproduzcan su hábitat) de cada temporada de muestreo. Las muestras frescas fueron montadas sobre cristales de Zn-Se para análisis de transmitancia y reflectancia. Las señales espectrales fueron analizadas usando análisis de componentes principales con el software OMNIC sobre al menos tres mapas espaciales por muestra, con mallas de entre 1 y 5 micrómetros. Cada pixel del mapa representa el promedio de entre 16 y 32 señales espectrales en la región media del infrarrojo (650-4000 nanómetros).

Resultados y Discusión

Pozas intermareales, ambientes con importante variabilidad estacional

La temperatura, la irradiancia y el contenido de nutrientes presentaron diferencias significativas entre el invierno y el verano (Cuadro 1, Pruebas de Kruskall-Wallis). La temperatura y la irradiancia tuvieron una tendencia inversa a la de los nutrientes; el ambiente de las pozas es más frío en el invierno, cuando los nutrientes son mayores. En cambio, el agua es más cálida en el verano cuando el contenido de nutrientes es menor. Estos resultados tienen coherencia con el patrón estacional hidrodinámico de la Bahía de la Paz, que determina una mayor disponibilidad de nutrientes en invierno por eventos de mezcla o surgencia, y limitada durante el verano por la mayor estratificación (ver Coria-Monter *et al*. 2014).

Cuadro 1. Características ambientales que presentan diferencias significativas (Kruskall Wallis) entre el invierno y el verano en las pozas intermareales de Calerita, Bahía de La Paz (Datos reportados en Bautista 2020).

Variable ambiental	Invierno-A	Invierno-B	Verano-A	Verano-B
Temperatura (ºC)	22.6	22.4	32.2	32
Irradiancia (lux)	16779	16749	55341	52642
Amonio (µMol)	2.15 ± 0.24	1.57 ± 0.14	0.06 ± 0.03	0.03 ± 0.027
Nitrato (µMol)	1.56 ± 0.09	2.40 ± 0.10	0.79 ± 0.054	0.87 ± 0.11
SRP (µMol)	3.08 ± 0.07	0.66 ± 0.58	0.28 ± 0.011	0.24 ± 0.03

Media + error estándard (n=3)

Diversidad mineralógica de los carbonatos en el talo del alga coralina N. trichotomum

Las determinaciones de la composición mineral por XRD (representada en porcentaje en peso) en cada temporada se muestran en el Cuadro 2. El análisis de XRD mostró un total de 4 tipos de carbonatos diferentes. Los minerales más abundantes fueron dos formas de carbonato de calcio, la calcita magnesiana y la aragonita; estos minerales contribuyeron con más del 90% de cada muestra. Dos carbonatos de hierro fueron identificados: la ankerita (1 a 10% abundancia en peso) y la siderita (≤1.5% abundancia en peso). La siderita sólo fue detectada en las muestras de verano. El contenido de Mg en calcita fue determinado usando los parámetros de celda obtenidos por el método de refinamiento Rietveld (Rietveld 1969), utilizando las calibraciones establecidas por Titschack *et al*., 2011. El contenido de Mg

reportado se encuentra entre los límites altos reportados para algas coralinas rodofitas (*i.e.* según lo reportado en Nash *et al*. 2013) quienes experimentalmente detectaron propiedades de resistencia a la disolución en este tipo de carbonatos.

Cuadro 2. Identificación y cuantificación mineral por DRX aplicando el método de Rietveld.

	Mineral	Invierno-A	Invierno-B	Verano-A	Verano-B
MgCalcita	[(Ca, Mg) CO_3]	83	89	85	90
Aragonita	$CaCO_3$	11	9	4	3
Ankerita	Ca (Fe^{2+}, Mg, Mn) $(CO_3)_2$	4	1	10	1
Siderita	$Fe^{2+}CO_3$	0	0	<1	3
Carbonatos		99	99	99	98

La contribución de cada mineral está reportada en porcentaje relativo en peso (para dos muestras de invierno y dos muestras de verano de *N. trichotomum* de las pozas intermareales de Calerita, BCS.
A, B: réplicas

Los resultados preliminares de espectro-microscopía de infrarrojo (SR-FTIR) sobre muestras de aproximadamente 20 micras (malla de análisis de 3 micras) confirman la presencia de calcita magnesiana y aragonita en el peritalo (región superficial) del talo del alga, mostrando cierta segregación de ambos minerales en el espacio. La presencia de aragonita ha sido detectada anteriomente asociada a las estructuras reproductivas del alga (Kayevsky-Self *et al*. 2016). En el caso de las algas estudiadas aquí, ambos minerales, calcita magnesiana (*i.e.* banda 874 cm^{-1}) y aragonita (*i.e.* banda 854 cm^{-1}) están presentes y espacialmente segregados en el tejido peritalial (para más detalles ver Valdespino *et al*. en revisión).

Conclusiones

Dos metodologías analíticas de alta resolución (DRX+Rietveld y SR-FTIR) fueron exitosamente integradas para determinar la diversidad mineral en microescala correspondiente a los talos calcificados de algas coralinas de la Bahía de La Paz (particularmente a *N. trichotomum*). Los resultados muestran una diversidad mineral más amplia comparada con reportes anteriores, en los cuales la calcita magnesiana es el mineral que predominantemente se reporta asociado a las algas coralinas. La presencia de alto contenido de magnesio en estos minerales tiene relaciones teóricas con la resistencia estructural de las calcitas, que debe ser estudiada por sus posibles implicaciones frente a los escenarios de cambio ambiental que se avecinan.

Agradecimientos

Dedicamos este trabajo a la memoria del trabajo incansable de Marco Cadena (quien entusiastamente trasmitió su rigor intelectual a la labor científica en el litoral Pacífico de México). Agradecemos también el trabajo técnico de F. Sergio Castillo-Sandoval (ICML, UNAM) y de Andrea Guzmán-Arias. PV contó con una beca postdoctoral UC MEXUS-CONACYT. ABJ fue financiada por el proyecto PRODEP, referencia F-PROMP-38/Rev-04/ SEP-23-005. Se agradece el apoyo económico para mantenimiento de equipos otorgado por el proyecto CONACYT 299087.

Literatura citada

Bautista, A. 2020. Diversidad estacional de procariontes y caracterización química de algas coralinas intermareales de la Bahía de la Paz. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias Marinas y Costras. Universidad Autónoma de Baja California Sur.

Coria-Monter E, Monreal-Gómez MA, Salas-de-León DA, Aldeco-Ramírez J, Merino-Ibarra M. 2014. Differential distribution of diatoms and dinoflagellates in a cyclonic eddy confined in the Bay of La Paz, Gulf of California. Journal of Geophysical Research – Oceans,119 (9): 6258–6268. DOI: 10.1002/2014JC009916.

Diaz-Pulido, G., M. C. Nash,,K. R. Anthony, D. Bender, B. N. Opdyke, C. Reyes-Nivia and U. Troitzsch. 2014. Greenhouse conditions induce mineralogical changes and dolomite accumulation in coralline algae on tropical reefs. Nature communications 5:3310. https://doi.org/10.1038/ncomms4310

Krayesky-Self, S., J. L. Richards, M. Rahmatian and S. Fredericq. 2016. Aragonite infill in overgrown conceptacles of coralline *Lithothamnion* spp. (Hapalidiaceae, Hapalidiales, Rhodophyta): new insights in biomineralization and phylomineralogy. Journal of Phycology 52(2):161-173. https://doi.org/10.1111/jpy.12392

Nash, M. C., B. N. Opdyke, U. Troitzsch, B. D. Russell, W. H. Adey, A. Kato, A. and D. I. Kline. 2013. Dolomite-rich coralline algae in reefs resist dissolution in acidified conditions. Nature climate change 3(3):268-272. https://doi.org/10.1038/nclimate1760

Rietveld, H. 1969. A profile refinement method for nuclear and magnetic structures. Journal of applied Crystallography 2 82), 65-71. https://doi.org/10.1107/s0021889869006558

Rodríguez-Morales, E. and D. Siqueiros-Beltrones. 1999. Time variations in subtropical macroalgal assemblage from the Mexican pacific. Oceanides 13(2):11-24.

Titschack, J., F. Goetz-Neunhoeffer and J. Neubauer. 2011. Magnesium quantification in calcite [(Ca, Mg)CO_3]by Rietveld-based XRD analysis: revisiting a well-established method. American Mineralogist 96(7):1028-1038. https://doi.org/10.2138/am.2011.3665

Valdespino-Castillo, P. M., P. Hu, M. Merino-Ibarra, L. M. López-Gómez, D. Cerqueda-García, R. González-de-Zayas, T. Pi-Pug, J. Lestayo, H-Y. Holman and L. Falcón. 2018. Exploring biogeochemistry and microbial diversity of extant microbialites in Mexico and Cuba. Frontiers in Microbiology 9:510. https://doi.org/10.3389/fmicb.2018.00510

Valdespino-Castillo, P. M., A. Bautista-Garcia, F. Favoretto, M. Merino-Ibarra, R. J. Alcántara-Hernández, T. Pi-Puig, S. Espinosa, F. S. Castillo, H-Y. Holman and A. Blanco-Jarvio. en revisión. Coralline algae microbiota: an environmental and microstructural assessment of microbial habitats.

5.6. Energy, water, and CO_2 air-sea exchange from a coastal lagoon in the Gulf of California

Sánchez-Mejía Zulia M.[1]; Barreras-Apodaca Aylin C.[1]; Benítez-Valenzuela Lidia I.[1]; Sotelo-Amavizca Karen; Silva-Ontiveros Crhistian A.[2]; Uuh-Sonda Jorge M.[3]; Yépez Enrico A.[1]; Figueroa-Espinoza Bernardo[3]; Herrera-Silveira Jorge A. [4] y Van Dam Bryce [5]

[1]Instituto Tecnológico de Sonora, Ciudad Obregón, Sonora, México.
[2]Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste S.C. Unidad Guaymas, Guaymas, Sonora, México.
[3]Instituto de Ingeniería, Universidad Autónoma de México, Sisal, Yucatán, México.
[4]Centro de Investigaciones y Estudios Avanzados Unidad Mérida, Mérida, Yucatán, México.
[5]Institute of Coastal Research, Helmholtz-Zentrum Geesthacht (HZG), Geesthacht, Germany.
Corresponding author: zulia.sanchez@itson.edu.mx

Resumen

Los ecosistemas costeros juegan un papel crucial en el ciclo del carbono (C). La mayoría de los ecosistemas de pastos marinos estudiados se distribuyen en regiones subtropicales o templadas, mientras que pocos estudios se han realizado en regiones semiáridas. La metodología micrometeorológica como la técnica de covarianza de vórtices (EC, del inglés eddy covariance) proporciona series de datos continuas que ayudan a mejorar nuestra comprensión de los procesos de los ecosistemas costeros. En esta investigación, estudiamos una laguna costera semiárida en el Golfo de California. Se han recolectado datos desde 2018 y hasta la fecha, aquí presentamos un análisis para el 2019. Observamos que durante 2019 este sistema fue un sumidero neto de C, con una captación anual de -51 g C m^{-2} $año^{-1}$. Esta capacidad, sin embargo, cambia con el tiempo y se aumenta cuando hay pastos marinos presentes en mayo y junio.

Palabras clave: *pastos marinos; covarianza de vórtices; MexFlux.*

Abstract

Coastal ecosystems play a crucial role in the carbon (C) cycle. Most of the studied seagrass ecosystems distribute in subtropical or temperate regions, while few studies take place in semiarid regions. Micrometeorological methodologies such as the eddy covariance (EC) technique provide continuous data series that help improve our understanding of coastal ecosystem processes. In this research, we study a semiarid coastal lagoon in the Gulf of California. Data has been collected since 2018 and to date, here we present an analysis for 2019. We observed that during 2019 this system was a net C sink, with an annual uptake of -51 g C m^{-2} $year^{-1}$. This capacity, however, changes over time and is enhanced when seagrasses are present in May and June.

Key words: *seagrasses; eddy covariance; MexFlux.*

Introduction

Coastal lagoons contribute to the exchange of energy and heat fluxes between the sea surface and the atmosphere (Garstang, 1967); furthermore, they also contribute to the air-sea CO_2 flux (Takahashi *et al*., 2002). Studies in subtropical regions report that when submerged aquatic vegetation (*e.g.*, seagrasses) is present the ecosystem may function as a CO_2 sink with enhanced negative air-sea CO_2 flux (Tokoro *et al*., 2014), this was also observed in temperate regions especially when the tide is low and seagrasses are in contact with the atmosphere (Polsenaere *et al*., 2011).

Seagrasses along with mangroves and saltmarshes are blue carbon ecosystems (Siikamäki *et al*., 2013), most of the carbon they store is found in the sediment and many studies focus on better understanding their storage capacity (McLeod *et al*., 2011), while fewer studies focus on lateral (Troxler *et al*., 2013), and vertical (Polsenaere *et al*., 2011) fluxes. Generally, vertical fluxes are studied with the eddy covariance (EC) technique at an ecosystem scale. Worldwide most of the implementation of the EC technique has focused on terrestrial ecosystems (Baldocchi, 2014), with less representation of coastal systems which represents an important opportunity for research and collaboration among institutions and agencies.

In this study, we present preliminary results from observations of air-sea energy, heat, and CO_2 exchange from the coastal lagoon Estero El Soldado (Natural Protected Area and Ramsar Site). Measurements started in July 2018 and continue to date. Here we analyze the monthly trends of fluxes, as well as, the environmental conditions from 2019.

Material and Methods

Study site

Measurements for this study were performed at the coastal lagoon Estero El Soldado (EES, hereafter) (27°57.248′ N, 110°58.350′ W) from January to December 2019. The EES is a natural protected area (since May 2006) and a Ramsar Site (no. 1982, since 2011). The geographical location of this coastal lagoon is in northwestern México, in the central area of the Gulf of California (Figure 1, Benítez-Valenzuela and Sanchez-Mejia, 2020).

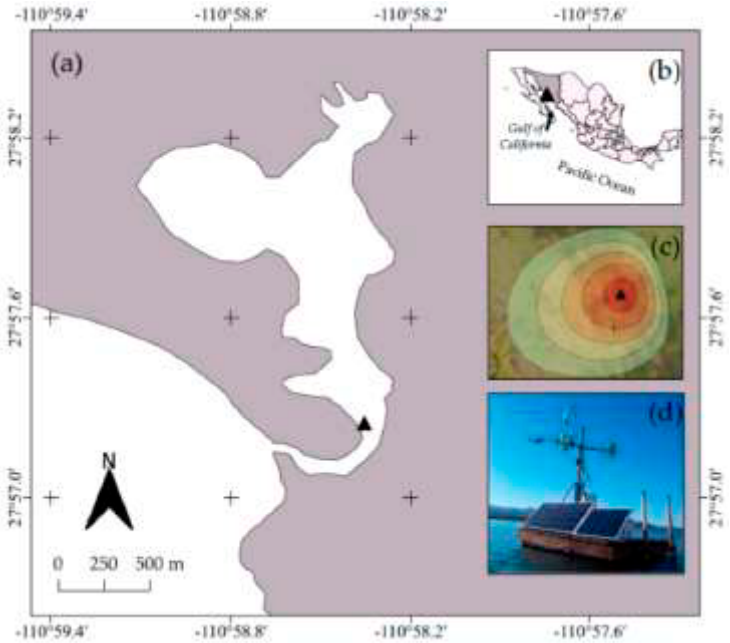

Figure 1. Estero El Soldado (a), coastal lagoon in the Gulf of California (b). c) tower footprint countour linesm and d) eddy covariance system (from, Benítez-Valenzuela and Sanchez-Mejia, 2020).

To apply the EC method, we used a sonic anemometer (WindMaster 2329-701-01, Gill Instruments, Lymington, Hampshire UK) with a southwest (230°) orientation, an open path infrared gas analyzer (LI-7500 DS, LI-COR Biosciences Inc., Lincoln, Nebraska, USA), and a Smartflux3 (LI-COR Biosciences Inc., Lincoln, Nebraska, USA). The Smarflux3 is a tool integrated with the LI-7500 DS analyzer interface unit, it provides raw and automated processed data, using embedded software EddyPro® (LI-COR

Biosciences Inc., Lincoln, Nebraska, USA). Global Positioning System (GPS) GPS time synchronization kept instrument clocks in synchrony.

Data were measured and recorded at 10 Hz, and advanced post-processing was performed in EddyPro® Software 7.0.4 (LI-COR Biosciences Inc., Lincoln, Nebraska USA) to obtain a 30-min average. The data processing steps were as follows: (1) angle of attack correction for wind components, (2) axis rotation for tilt correction, (3) time lag compensation, (4) correction for density fluctuations, (5) correction for high-frequency spectral losses, (6) despiking and raw data statistical screening (Benítez-Valenzuela and Sanchez-Mejia, 2020).

Biometeorological measurements included a net radiometer (SN-500, Apogee Instruments Inc., Logan, Utah, USA) that collected upward (outgoing) and downward (incoming), short (SW) and longwave (LW) radiation at 1.5 m above the sea surface and oriented to the southwest (200°) to avoid solar panel shading. Relative humidity and air temperature (Ta) were measured using an HMP45 (Vaisala, Helsinki, FIN), and a tipping bucket (TE525, Campbell Scientific, Inc., Logan, Utah, USA) measured precipitation (PPT). Data collection was at 1-min frequency. Instruments were connected to a CR1000X (Campbell Scientific, Inc., Logan, Utah, USA) and connected via ethernet to the Smartflux3 through a brainbox (multiple ethernet connector) to integrate 30-min averages. Water level and temperature (Tw) were collected at 30-min intervals with a HOBO® U20L (Water Level logger and Temperature, Onset Computer Corporation, USA).

The software Matlab® 2017a was used to perform descriptive statistics and probability density function (PDF) analysis.

Results and Discussion

Overall at an annual time scale, the EES coastal lagoon could function as a C sink, we observed that the accumulated C gain into the aquatic system from the atmosphere was -51 g C m^{-2} $year^{-1}$ (Figure 2.d). However, the fate of that C is not clear thus remaining an area of opportunity for further research questions. Annual precipitation was 259 mm, with showers recorded during the winter months (Figure 2.a), while the air temperature is generally above water temperature (Figure 2.b).

Controls of air-sea CO_2 change over time, at this site the amount of light via photosynthetic active radiation (PAR) influences this exchange during the winter-spring months when seagrasses are present and growing (Barreras-Apodaca, 2020). During the summer-autumn months' friction velocity (u^*) appears to be driving this exchange. This seasonal difference on controls is also observed for sensible and latent heat fluxes, vapor pressure deficit (VPD) will have a greater influence on latent heat just previously to the monsoon season, while u^* will control sensible heat flux during the pre-monsoon and monsoon months (Benítez-Valenzuela and Sanchez-Mejia, 2020).

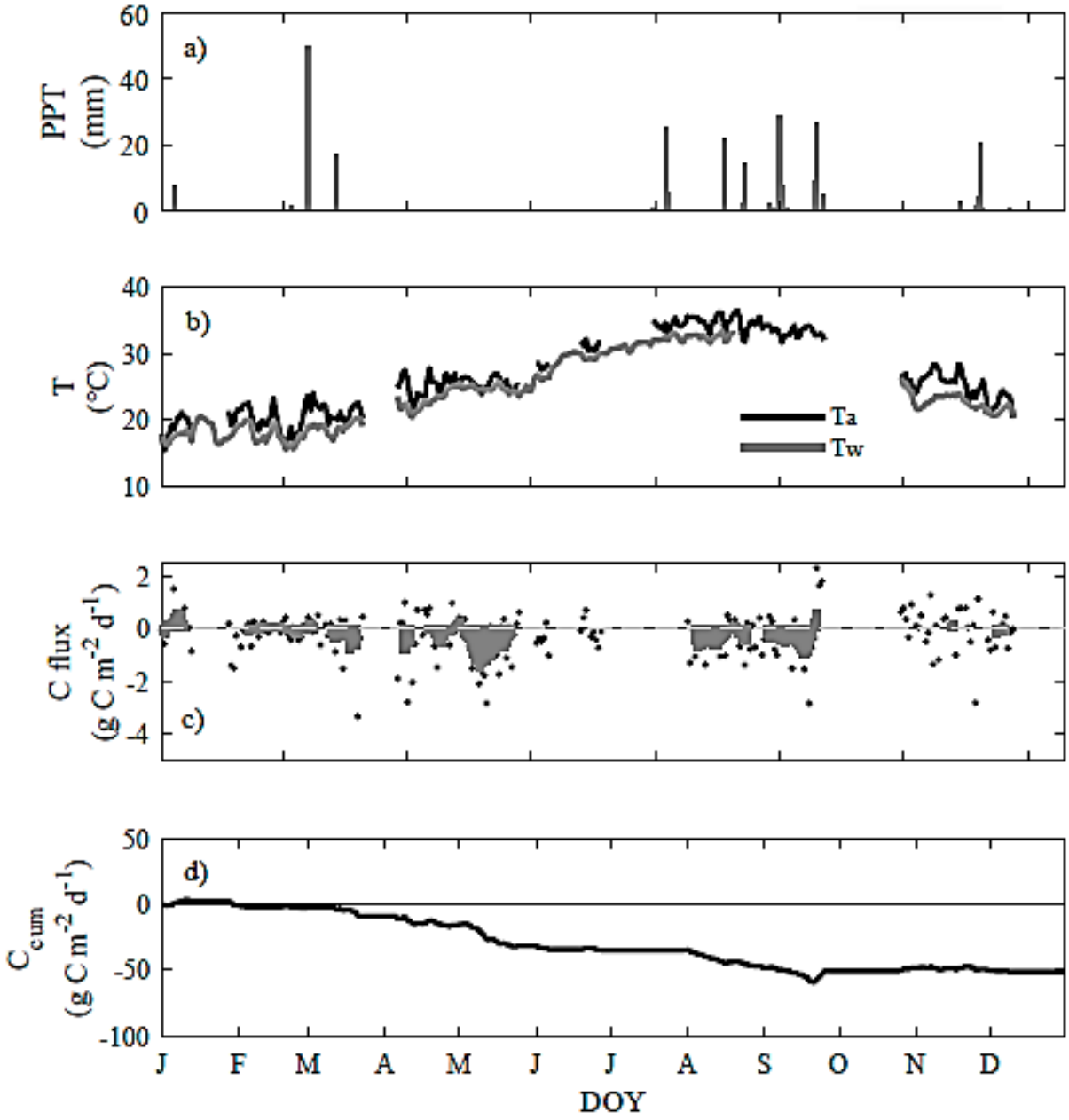

Figure 2. Annual 2019 trend of precipitation (a), air (Ta) and water (Tw) temperature (b), C flux per day (c), and cumulative C (d).

The seasonal pattern of the exchange of energy, heat, and CO_2 is linked to monthly changes (Figure 3). During May and June, when seagrasses shifted from maximum growth to senescence there was a higher uptake, is worth mentioning that macrophytes on seagrasses were observed during this period, and could potentially contribute to this CO_2 uptake.

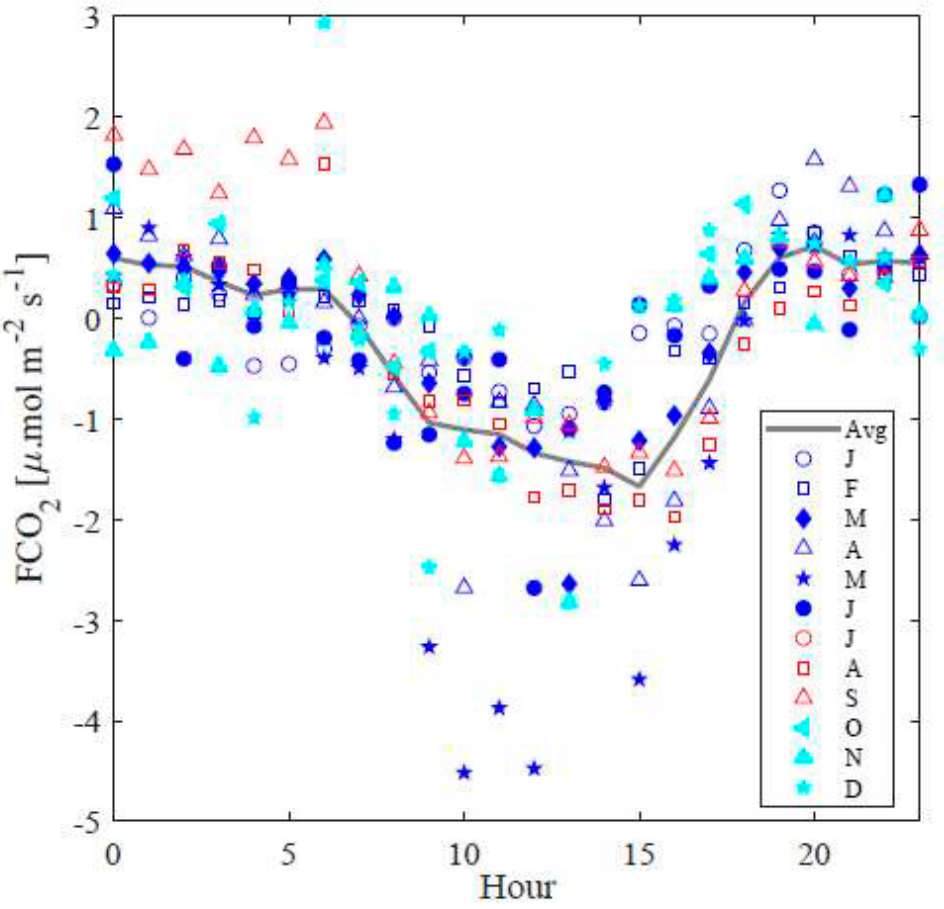

Figure 3. Diurnal pattern of CO_2 flux (FCO_2) for each month of 2019.

Conclusion

We used the eddy covariance technique to monitor the air-sea exchange of energy, water, and CO_2, this is a reliable monitoring continuos methodology to apply in coastal ecosystems. However, additional information is needed to understand the C budget, this includes C stored in the soil and biomass, lateral imports and exports from connecting systems such as mangroves and the ocean, the role of microorganisms in the soil and water column, the role of macroalgae, physical mechanisms and the concentration of pCO_2 in the water and the atmosphere. Finally, the semiarid coastal lagoons are highly dynamic over time, and environmental controls change as well, this is a very unique site and observations here are not necessarily representative of all seagrasses ecosystems in México.

Acknowledgment

Funding: This research was funded by Mexico's National Council for Science and Technology (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, CONACYT) with project number CONACYT-278608 and CONACYT-286494, additional funding came from PROFAPI_2018_0033, PROFAPI_2019_0194, and PROFAPI_2020_0020.

We thank the Natural Protected Area Estero El Soldado and the Comisión de Ecología y Desarrollo Sustentable del Estado de Sonora for granting us permission to perform this research. The park rangers

that take care of the site 24/7, and the environmental science engineer students that have helped with the maintenance and technical support. Finally, we thank the inspiration of Dr. Marylin Bejarano.

References

Baldocchi, D. (2014). Measuring fluxes of trace gases and energy between ecosystems and the atmosphere - the state and future of the eddy covariance method. Global Change Biology, 20(12), 3600–3609. https://doi.org/10.1111/gcb.12649

Barreras-Apodaca, A. C. (2020). Air-sea CO_2 flux: observations using eddy covariance in a semi-arid coastal lagoon from the Gulf of California. Instituto Tecnológico de Sonora.

Benítez-Valenzuela, L. I., and Sanchez-Mejia, Z. M. (2020). Observations of turbulent heat fluxes variability in a semiarid coastal lagoon (Gulf of California). Atmosphere, 11(6). https://doi.org/10.3390/atmos11060626

Garstang, M. (1967). Sensible and latent heat exchange in low latitude synoptic scale systems. Tellus, 19(3), 492–508. https://doi.org/10.3402/tellusa.v19i3.9818

McLeod, E., Chmura, G. L., Bouillon, S., Salm, R., Björk, M., Duarte, C. M., Lovelock, C. E., Schlesinger, W. H., and Silliman, B. R. (2011). A blueprint for blue carbon: Toward an improved understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO_2. Frontiers in Ecology and the Environment, 9(10), 552–560. https://doi.org/10.1890/110004

Polsenaere, P., Lamaud, E., Lafon, V., Bonnefond, J.-M., Bretel, P., Delille, B., Deborde, J., Loustau, D., and Abril, G. (2011). Spatial and temporal CO 2 exchanges measured by Eddy Correlation over a temperate intertidal flat and their relationships to net ecosystem production. Biogeosciences Discussions, 8(3).

Siikamäki, J., Sanchirico, J. N., Jardine, S., McLaughlin, D., and Morris, D. (2013). Blue carbon: Coastal ecosystems, their carbon storage, and potential for reducing emissions. Environment, 55(6), 14–29. https://doi.org/10.1080/00139157.2013.843981

Takahashi, T., Sutherland, S. C., Sweeney, C., Poisson, A., Metzl, N., Tilbrook, B., Bates, N., Wanninkhof, R., Feely, R. A., Sabine, C., and others. (2002). Global sea--air CO_2 flux based on climatological surface ocean pCO_2, and seasonal biological and temperature effects. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 49(9–10), 1601–1622.

Tokoro, T., Hosokawa, S., Miyoshi, E., Tada, K., Watanabe, K., Montani, S., Kayanne, H., and Kuwae, T. (2014). Net uptake of atmospheric CO 2 by coastal submerged aquatic vegetation. Global Change Biology, 20(6), 1873–1884.

Troxler, T. G., Gaiser, E., Barr, J., Fuentes, J. D., Jaffé, R., Childers, D. L., Colado-Vides, L., Rivera-Monroy, V. H., Castañeda-Moya, E., Anderson, W., Chambers, R., Chen, M., Coronado-Molina, C., Davis, S. E., Engel, V., Fitz, C., Fourqurean, J., Frankovich, T., Kominoski, J., … Whelan, K. (2013). Integrated carbon budget models for the everglades terrestrial-coastal-oceanic gradient: Current status and needs for inter-site comparisons. Oceanography, 26(3), 98–107. https://doi.org/10.5670/oceanog.2013.51

5.7. Efecto del río Copalita sobre el sistema de carbonatos en la zona costera de Bahías de Huatulco, Oaxaca, México

Ruiz-Pérez Pablo G.[1]; Chapa-Balcorta Cecilia[1]; López-Pérez Ramón A.[2]; Hernández-Ayón José M.[3] y Norzagaray-López Carlos. O.[3]

[1]Universidad del Mar. Ciudad Universitaria, S/N, C.P 70902, Puerto Ángel, Oaxaca, México.
[2]Departamento de Hidrobiología, Universidad Autónoma Metropolitana Unidad Iztapalapa. San Rafael Atlixco No. 186, Col. Vicentina, Iztapalapa, C.P 09340, Ciudad de México, México.
[3]Instituto de Investigaciones Oceanológicas (IIO), Universidad Autónoma de Baja California. Apartado postal 453, Ensenada, CP 22800, Baja California, México.
Autor para correspondencia: cecychb@angel.umar.mx

Resumen

El sistema de carbonatos en la zona costera es complejo debido al alto dinamismo en el cual se encuentra expuesto, asociado principalmente a diversos procesos como oleaje, mareas y aportes continentales, entre otros. Con el objetivo de evaluar la influencia que ejerce el río Copalita sobre el sistema de carbonatos en la zona costera de Bahías de Huatulco, se colectaron muestras de agua el 11 de agosto de 2017. Se cuantificaron tres variables del sistema de carbonatos; carbono inorgánico disuelto (CID), alcalinidad total (AT) y pH, y se calcularon la presión parcial del CO_2 y el estado de saturación de aragonita (Ω_{Arg}). Lo anterior mediante muestras discretas a cuatro profundidades (0, 10, 20 y 30 m). El área de estudio estuvo influenciada por el Agua Superficial Tropical (AST) y en menor medida por el Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt). La concentración de carbonatos que aporta el río representó el 8.35% del CID total y se estimó que la cantidad total de CID que aporta el río Copalita es de 217.8 Gg año^{-1}. Se concluye que el río Copalita representa una fuente constante de carbonatos en la temporada de lluvias.

Palabras clave: *Río Copalita; carbono inorgánico disuelto; alcalinidad total; pH.*

Abstract

The carbon system in the coast zone is complex due to high dynamism in which it is exposed, mainly associated with different processes such as waves, tides and continental contributions, among others. In order to evaluate the influence exerted by the Copalita River on the carbonate system in the coastal zone of Huatulco Bays, water samples were collected on August 11, 2017. Three variables of the carbonate system were quantified; dissolved inorganic carbon (DIC), total alkalinity (TA) and pH, and the partial pressure of CO_2 and the saturation state of aragonite (Ω_{Arg}) were calculated. The above by means of discrete samples at four depths (0, 10, 20 and 30 m). The study area was influenced by the tropical surface water (TSW) and to a lesser extent by the subsurface subtropical water (SsStW). The concentration of carbonates contributed by the river represented 8.35% of the total DIC and it was estimated that the total amount of DIC and it was estimated that the total amount of DIC provided by the Copalita River is 217.8 Gg year^{-1}. It is concluded that the Copalita River represents a constant source of carbonates in the rainy season.

Key words: *Copalita River; dissolved inorganic carbon; total alkalinity; pH.*

Introducción

El ciclo global del carbono es un componente fundamental desde la perspectiva química de la oceanografía (Emerson y Hedges, 2008), e involucra intercambio de carbono y complejas

transformaciones entre los principales reservorios del planeta: atmósfera, océano y continente (Carlson *et al*., 2001). El reservorio más grande es el océano, que tan sólo por la cantidad de CID almacenado (38000 Pg) supera al resto de los reservorios (Berner *et al.,* 2003). Una gran parte del carbono almacenado en el océano se debe principalmente a la transferencia del CO_2 entre el océano y la atmósfera (Fasham, 2003). En el océano dichos flujos están regulados por procesos físicos y biológicos, mientras que en la atmósfera el contenido de CO_2 a lo largo de la historia ha sido regularizado por procesos de intemperismo debidos a la propagación del fondo marino y a la tectónica mientras que, a escalas de tiempo más cortos, del orden de decenas de años, los flujos por intemperismo han sido normalizados por la entrada de CID al océano a través de los ríos del mundo.

Según el Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) y los modelos de circulación general, para finales del siglo XXI, los niveles de CO_2 podrían estar por encima de los 800 ppm (IPCC, 2018). Los modelos correspondientes a la parte oceánica indican que el CID en aguas superficiales podría incrementar hasta en un 12% (Gattuso *et al*., 2015). Así mismo se estima que la concentración de iones carbonatos disminuirá hasta en un 60% y el pH hasta en 0.4 unidades en aguas superficiales (IPCC, 2018).

Si estas predicciones llegasen a ocurrir, se podrían tener impactos significativos sobre los sistemas biológicos en los océanos. Principalmente en los organismos que dependen del $CaCO_3$ para producir sus conchas y esqueletos, sin embargo, también se podrán ver efectos en el éxito reproductivo, en la tasa de alimentación así como en los mecanismos de estrés en el resto de los organismos (Gatusso *et al*., 2015).

En Bahías de Huatulco, Oaxaca, el aporte de carbonatos a través de descargas de ríos podría tener una influencia importante en el sistema de carbonatos de la zona costera. Dado que el río permanente más cercano y de mayor gasto (8.5-60 m^3/s para lluvias) es el río Copalita, el presente estudio busca evaluar la influencia que ejerce este río sobre el sistema de carbonatos en la zona costera de Bahías de Huatulco.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El estudio se llevó a cabo en la zona costera de Bahías de Huatulco, Oaxaca (Figura 1), donde la línea de costa consta de 7 bahías alternadas con puntas rocosas y penínsulas montañosas: San Agustín, Órgano, Maguey, Santa Cruz, Chahué, Tangolunda y Conejos (FONATUR, 1994). En la zona dominan dos masas de agua a nivel de la plataforma continental; Agua Superficial Tropical (AST) y el Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt).

El principal aporte fluvial en la zona de Bahías de Huatulco es el río Copalita. Según el Diario Oficial de la Federación (2010), la cuenca hidrológica río Copalita drena sobre una superficie de 203.31 km^2 un volumen promedio anual de 4.02 millones de m^3. La calidad hidrogeoquímica de las aguas muestra bicarbonatación de tipo cálcica-magnésica. Su composición depende del intemperismo de las rocas metamórficas de los complejos de Oaxaca y Xolapa (Sánchez-Bernal *et al*., 2004).

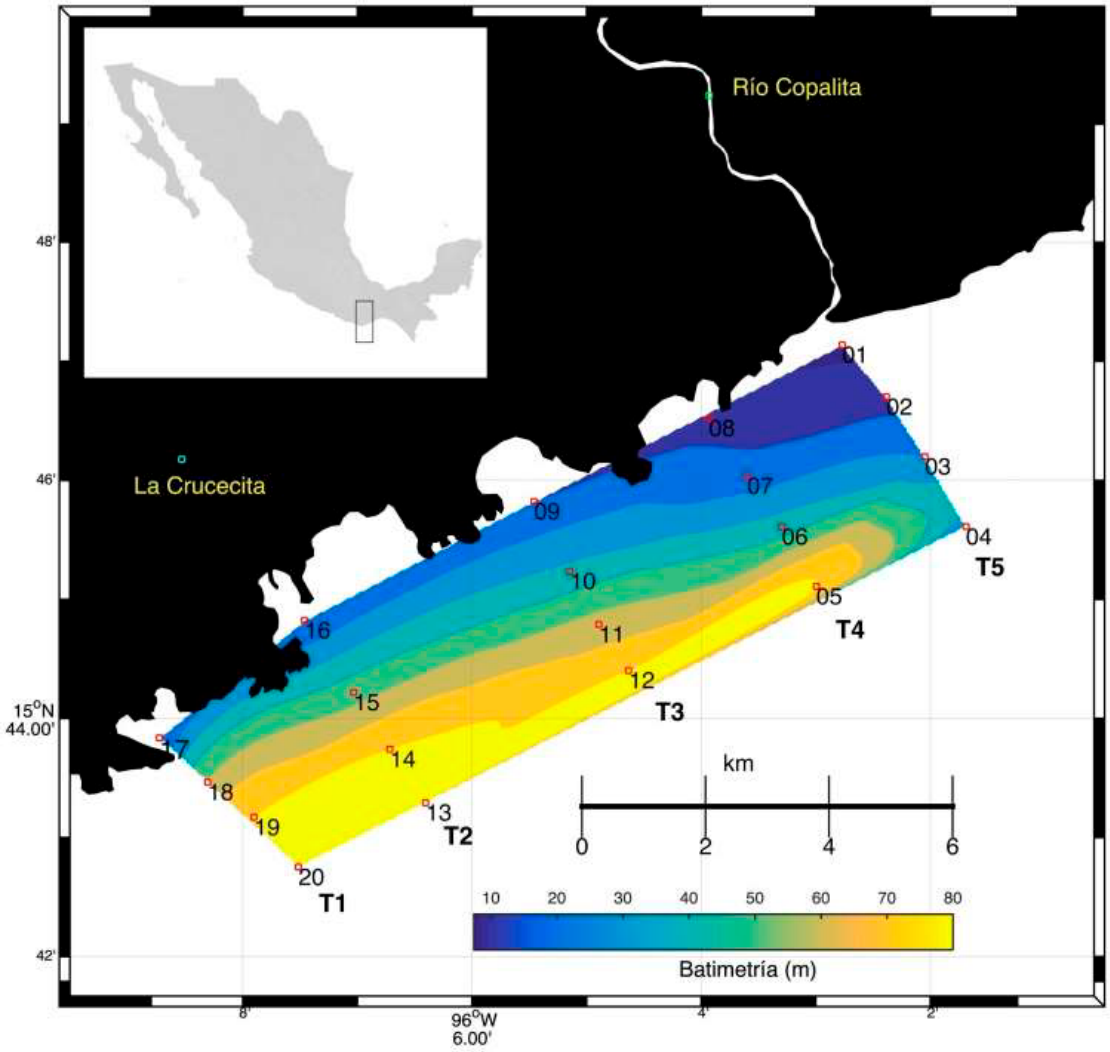

Figura 1. Localización del área de estudio.

Metodología

La base de datos resultó de un muestreo que se realizó el 11 de agosto de 2017, en la cual se obtuvieron muestras discretas de agua de mar a 4 profundidades (0, 10, 20 y 30 m) y datos hidrográficos mediante un CTD Seabird SBE19. En laboratorio se determinaron concentraciones de CID, AT y pH, el primero se determinó mediante un analizador infrarrojo de gases (CO_2/H_2O) con una precisión de ±2 µmol kg^{-1}. La AT se obtuvo mediante una modificación del método de titulación de alcalinidad total con titulaciones potenciométricas a partir de sistema automatizado (Dickson *et al.,* 2007) con una precisión de ±2 µmol kg^{-1}. El pH en escala de agua de mar (pH_{AM}) se obtuvo mediante un método espectrofotométrico propuesto por Clayton y Byrne (1993) con una corrección por absorbancia de impurezas presentes en el mCP (Douglas y Byrne, 2017), con una precisión de ±0.005 unidades de pH.

Se calculó la alcalinidad total normalizada (ATN) por salinidad a través de la ecuación propuesta por Friis *et al.* (2003):

$$ATN = \frac{AT}{S}.S_{ref}$$

donde, S_{ref} es la salinidad de referencia (34) y S es la salinidad de la muestra. Para visualizar el impacto de la alcalinidad debida al aporte de agua dulce y diferenciarla de la AT debida al océano se obtuvo ΔAT, que resulta de la diferencia entre AT y ATN.

Resultados y Discusión

La zona de estudio estuvo influenciada por el Agua Superficial Tropical (AST) y con muy poca presencia del Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) Con valores de salinidad entre 30 y 33 unidades y un intervalo de temperaturas entre 28 y 30 °C. La poca incidencia del ASsSt podría deberse al aumento del nivel del mar, como resultado de la temporada de lluvias. Para la fecha del muestreo, CONAGUA (2017) reporta valores de precipitación mayores a la media nacional (133.8 mm).

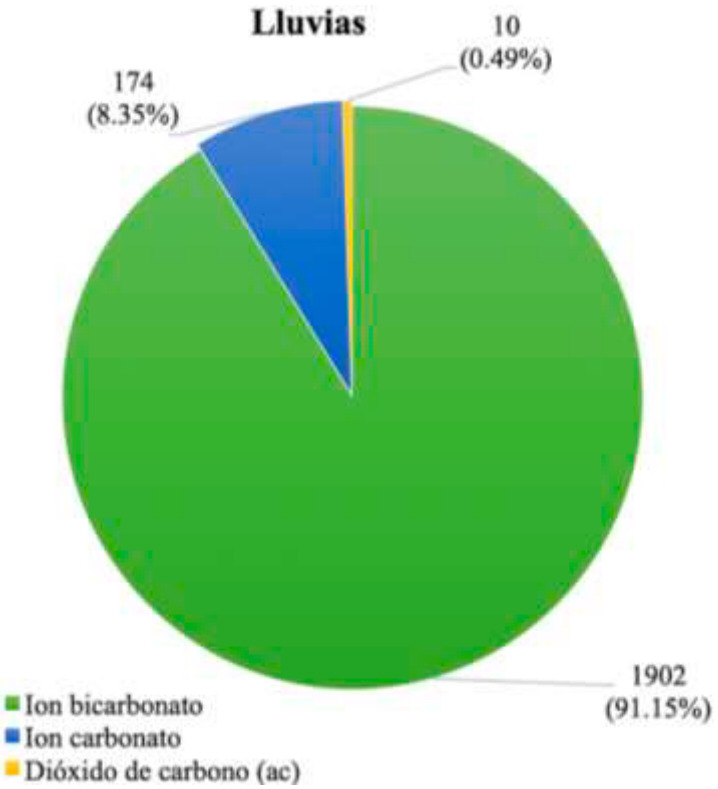

Figura 2. Proporciones de los componentes del CID (HCO_3^-, CO_3^{2-} y $CO_{2(ac)}$ correspondientes a la estación del río Copalita.
Los números reflejan a concentración en µmol k^{-1} de cada ión y en parentesis se muestra el porcentaje.

En la Figura 2 se puede observar que el río presenta un mayor aporte de bicarbonatos (HCO_3^-), seguido de un 8.35% de carbonatos y 0.49% de $CO_{2(ac)}$. El aporte de carbonatos y bicarbonatos también se puede observar en el ΔAT (Figura 3a), en algunas estaciones representó hasta el 10% de la AT superficial (Figura 3b). Lo anterior se debe a las características químicas que presentan las aguas del río Copalita como producto del intemperismo de las rocas metamórficas de los complejos de Oaxaca y Xolapa (Sánchez-Bernal *et al.*, 2014). Tal y como lo señala Sánchez-Bernal *et al.* (2014) la parte baja de la cuenca las aguas se tornan alcalinas por el aumento de la solubilidad de $CaHCO_3$ y $MgHCO_3$, en consecuencia, la presencia mayoritaria de iones HCO_3^-, Ca^{2+} y Mg^{2+} las identifica como aguas bicarbonato-cálcicas-magnésicas.

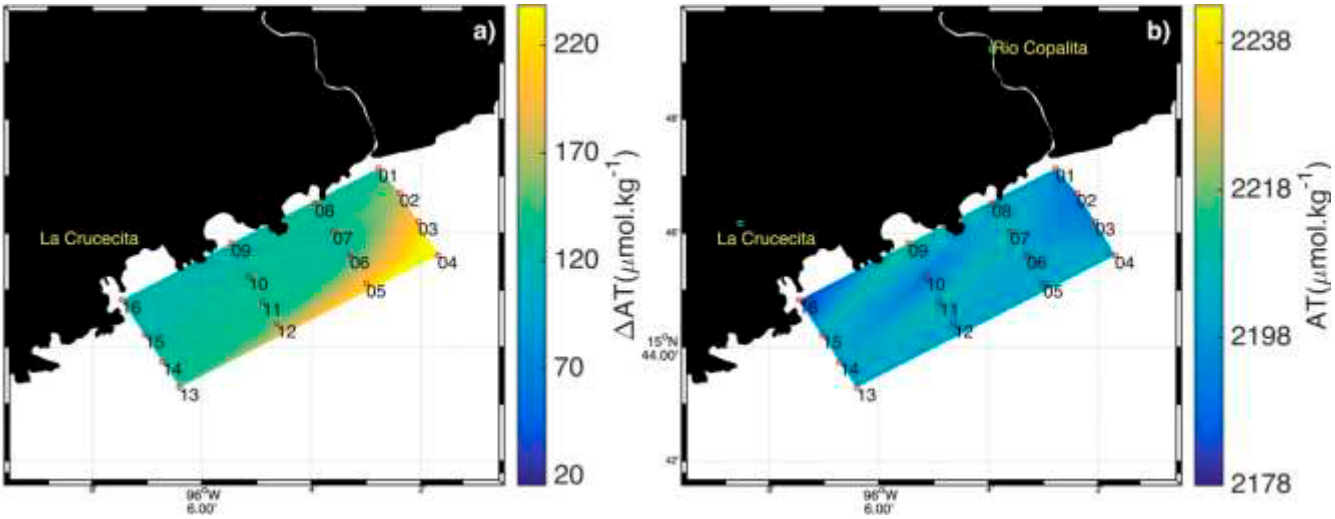

Figura 3. Alcalinidad debida al aporte de agua de dulce (ΔAT) y AT.

Las concentraciones de CID asociadas al AST oscilaron entre 1886 y 1952 μmol kg^{-1} y valores de AT y pH entre 2178-2248 μmol kg^{-1} y 7.89-8.16 respectivamente (Figura 4). Cabe mencionar también que en ninguna estación de logró observar el horizonte de saturación de aragonita (Ω_{Arag}=1), el intervalo del Ω_{Arag} osciló entre 2.94-3.72. En la Figura 4 también se puede observar una correlación entre altos valores de pH y bajos valores de CID. Cabe señalar también que no se logra observar una columna estratificada.

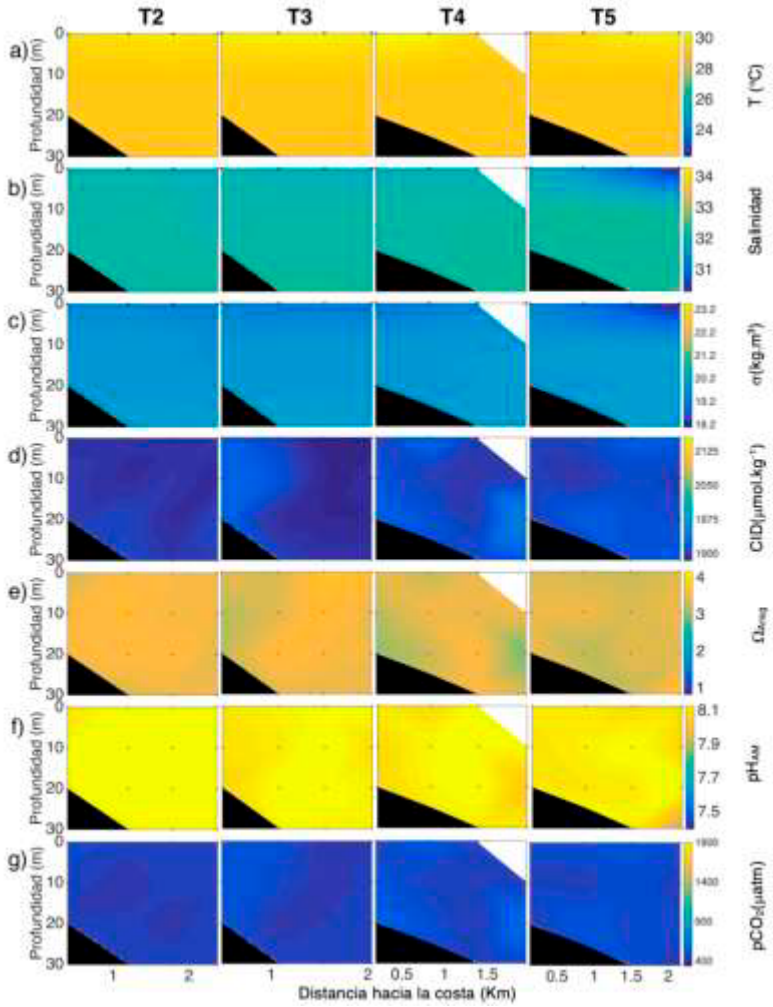

Figura 4. Secciones verticales perpendiculares a la costa de los parámetros del CO_2, anomalía de densidad a una presión de 0 db(σ_t), de temperatura y salinidad, donde T5 es el transecto más cercano a la costa.

Para tener una idea más clara sobre la importancia del aporte de CID por parte del río Copalita, se calculó el aporte que éste representa con respecto a la descarga anual del río Copalita; considerando el volumen promedio anual (634.02 millones de m^3) reportado en el Diario Oficial de la Federación (2010) y considerando que las concentraciones medidas se mantienen constantes en el año, la cantidad promedio de CID que aporta el río Copalita corresponde a 217.804 Gg. $año^{-1}$ (donde 1 Giga gramo (Gg) =$1x10^9$ g); de los cuales 113.127 Gg. $año^{-1}$ le corresponden al ion HCO_3^- y 12,414.8 al ion CO_3^{2-}.

En los principales ríos tropicales del mundo como en el río Amazonas, Ting-Hsuan *et al*. (2012) estimaron un flujo promedio de CID anual que corresponde a 61400 Gg. Aunque el CID en el río Copalita no represente valores tan significativos comparados con el Amazonas, es de destacar que la descarga anual del río Copalita solo corresponde al 0.009% de la descarga total del río Amazonas. Por lo que este resultado muestra la importancia del aporte del CID por parte del río Copalita y las condiciones de Ω_{Arag} y pH_{AM} que éste propicia en la pluma del río.

Conclusiones

La zona costera de Bahías de Huatulco adyacente al río Copalita mostró una mayor presencia del agua superficial tropical (AST), con intervalos de salinidad más bajos al promedio de la zona (34-35) y temperaturas mayores a 20 °C.

Bajo dichas condiciones fisicoquímicas, se hallaron valores bajos de CID con respecto a lo reportado en la zona y aumentos en el Ω_{Arag} y el pH_{AM}.

En general la incidencia de agua dulce en la zona de estudio mostró una fuente de bicarbonatos y carbonatos que hasta ahora no se había estudiado. Dicho aporte podría tener repercusiones muy importantes sobre los organismos calcificadores de la región, como los corales.

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) a través del "Programa de monitoreo permanente de la acidificación del océano y su efecto en la calcificación de los corales formadores de arrecifes en México" clave 278637, Fondo sectorial SEMARNAT-CONACYT por el apoyo económico, a la Universidad del Mar, al equipo del laboratorio de Oceanografía Química del Instituto de Investigaciones Oceanográficas (IIO) de la UABC por el apoyo en el análisis de las muestras y a todas las personas involucradas en la realización del presente estudio.

Literatura citada

Berner E.K., R.A. Berner and K.L. Moulton. 2003. Plants and Mineral Weathering Present and Past. Treatise on Geochemistry, 5:169-188.

Carlson C.A.., N.R. Bates, D.A. Hansell and D.K. Steinberg. 2001.Carbon Cycle Pp:477-486 *In*: Encyclopedia of Ocean Sciences. Academic Press. 2a ed.

Clayton, T. D. and R.H. Byrne. 1993. Spectrophotometric seawater pH measurements: total hydrogen ion concentration scale calibration of m-cresol purple and at sea results. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 40(10): 2115-2129.

Diario Oficial de la Federación (DOF). 2010. ACUERDO por el que se actualiza la disponibilidad media anual de las aguas superficiales en las cuencas hidrológicas de los ríos San Francisco, Río Grande, Río Manialtepec, Río Colotepec 1, Río Colotepec 2, Río Cozoaltepec 1, Río Cozoaltepec 2, Río Tonameca 1, Río Tonameca 2, Río Copalita 1, Río Copalita 2, Río Coyula, Río Zimatán 1, Río Zimatán 2, Río Ayuta 1, Río Ayuta 2, Río Astata 1, Río Astata 2 y Río Mazatán, mismos que forman parte de la región hidrológica número 21 denominada Costa de Oaxaca. Consultado el 01 octubre del 2018.

Dickson A.G., C.L. Sabine and J.R. Christian. 2007. Guide to Best Practices for Ocean CO_2 Measurements. PICES special publication, 3:1-191.

Douglas, N.K. and R. Byrne. 2017. Spectrophotometric pH measurements from river to sea: Calibration of mCP for $0 \leq S \leq 40$ and $278.15 \leq T \leq 308.15$ K. Marine Chemistry, 197.

Emerson S. R., J. I. Hedges. 2008. Chemical Oceanography and the Marine Carbon Cycle. Cambridge University Press. New York. 475 pp.

FONATUR. 1994. Estudio para el mejoramiento, aprovechamiento y conservación de la cuenca del río Copalita en Bahías de Huatulco, Oaxaca. Proyecto interdisciplinario del medio ambiente y desarrollo Integrado. IPN y FONATUR, México, 210 pp.

Friis K., A. Körtzinger and D. W. R. Wallace. 2003. The salinity normalization of marine inorganic carbon chemistry data, Geophys. Res. Lett., 30(2):1085, DOI: 10.1029/2002GL015898.

Gattuso, J. P. 2015. Contrasting futures for ocean and society from different anthropogenic CO_2 emissions scenarios. Oceanography (Science), 349(6243): 45-55, DOI: 10.1126/science.aac4722.

IPCC. 2018. Summary for Policymakers *in*: Global warming of 1.5 °C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5 °C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty [V. Masson-Delmotte, P. Zhai, H. O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P. R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J. B. R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M. I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, T. Waterfield (eds.)]. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 32 pp.

Sánchez-Bernal E.I, G. Sandoval, M.A. Camacho, F. Valdéz, A. Rodríguez y H.M Ortega. 2014. Calidad hidrogeoquímica de las aguas del río Copalita, Oaxaca, México. Revista Internacional Ciencia y Sociedad, 1(2): 27-41.

Ting-Hsuan H., F. Yu-Han, P. Pei-Yi and A.C. Chen-Tung. 2012. Fluvial carbon fluxes in tropical rivers. Environment Sustainability, 4:162-169.

5.8. Flujos de CO_2 entre aire-agua en la Laguna de Cuyutlán, Manzanillo, México

Trejo-Vázquez América V.[1] y Sosa-Ávalos R.[2]

[1]Facultad de Ciencias Marinas, Universidad de Colima, km 20 carretera Manzanillo-Barra de Navidad, Manzanillo, Col. México, 28860.
[2]Centro Universitario de Investigaciones Oceanológicas, Universidad de Colima, km 20 carretera Manzanillo- Barra de Navidad, Manzanillo, Col. México, 28860.
Autor para correspondencia: atrejo1@ucol.mx

Resumen

Durante abril, junio y julio del 2019 se realizaron muestreos mensuales en tres estaciones de la Laguna de Cuyutlán. Se recolectaron muestras de agua superficial para la determinación de la alcalinidad total (AT) y Carbono Inorgánico Disuelto (CID). Adicionalmente, se hicieron mediciones *in situ* de pH, temperatura y salinidad. El objetivo principal del trabajo fue estimar los Flujos de CO_2 (FCO_2) entre el aire y el agua y su relación con los parámetros físicos, químicos y biológicos para cada día de muestreo. El promedio de la temperatura en la superficie del agua en abril fue menor que el resto del periodo de muestreo (25.61 °C) asociado a eventos de surgencia costera que se presentaron en ese mes, con alta concentración de clorofila-*a* de 1.56 mg m^{-3}. El promedio del pH osciló de 8.03 a 8.25 en julio y abril, respectivamente. El CID y AT mostraron promedios más altos en julio (1297 y 1574 µmol kg^{-1}) y más bajos en junio (1124 y 1466 µmol kg^{-1}). El CID y AT mostraron una relación inversa con el pH. Los FCO_2 durante el periodo de estudio fueron negativos con promedios de -169.36, -74.45 y -23.79 mmol C m^{-2} d^{-1}, respectivamente. Esto indica que la laguna actuó como un fuerte sumidero de CO_2 atmosférico durante abril, como resultado del incremento en la fotosíntesis del fitoplancton. En promedio la Laguna de Cuyutlán captura alrededor de -32.56 moles C m^{-2} $año^{-1}$, lo cual beneficia al ciclo del carbono y al cambio del clima.

Palabras clave: *FCO_2 aire-agua; parámetros del sistema CO_2; surgencias; Laguna de Cuyutlán.*

Abstract

During April, June and July 2019, monthly samplings were carried out in three stations of the Laguna de Cuyutlán. Surface water samples were collected for the determination of total alkalinity (TA) and Dissolved Inorganic Carbon (DIC). Additionally, *in situ* measurements of pH, temperature and salinity were made. The main objective of the work was to estimate the air-water CO_2 fluxes (FCO_2) and their relationship with the physical, chemical and biological parameters for each sampling day. The mean water surface temperature in April was lower than the other months of the sampling period (25.61 °C) associated with coastal upwelling events that occurred in that month, with a high concentration of chlorophyll-*a* of 1.56 mg m^{-3}. The average pH ranged from 8.03 to 8.25 in July and April, respectively. The DIC and TA showed higher averages in July (1297 and 1574 µmol kg^{-1}) and lowest in June (1124 and 1466 µmol kg^{-1}). The DIC and TA observed an inverse relationship with pH. The FCO_2 during the study period were negative with averages of -169.36, -74.45 and -23.79 mmol C m^{-2} d^{-1}, respectively. This indicates that the lagoon acted as a strong sink for atmospheric CO_2 during April, as a result of the increased photosynthesis of phytoplankton. On average, the Laguna de Cuyutlan captures around -32.56 moles C m^{-2} $year^{-1}$, which benefits the carbon cycle and climate change.

Key words: *air-water FCO_2; CO_2 system parameters; upwelling, Cuyutlan Lagoon.*

Introducción

El océano costero a lo largo de las márgenes continentales es un importante ecosistema que fija CO_2 atmosférico (Reimer *et al*., 2013), sin embargo, los flujos de carbono (FCO_2) reportados en diversos trabajos son muy inciertos y variados (Borges *et al*., 2005; Laruelle *et al*., 2010). Por tanto, es necesario tener un mejor entendimiento del ciclo del carbono en ecosistemas marinos y costeros, pero sobre todo el intercambio de CO_2 entre el aire y el agua de las lagunas costeras, estuarios y márgenes continentales, las cuales tienen importancia ecológica y social. Por otra parte, los estuarios son ecosistemas de alta interacción entre el océano y la tierra del carbono orgánico y nutrientes, los cuales son procesados dando como resultado un alto flujo de dióxido de carbono (CO_2) entre el agua y el aire de, aproximadamente 0.25 Pg C a^{-1} comportándose como fuente de CO_2. Debido a la gran importancia de las lagunas costeras por su amplia biodiversidad de especies de flora y fauna, además de constituir ecosistemas con altas tasas productivas, zonas de anidación y crianza de especies de crustáceos, moluscos y peces de importancia comercial, se estimaron los flujos de CO_2 entre aire-agua y las propiedades químicas y biológicas en la Laguna de Cuyutlán.

Materiales y Métodos

Área de estudio

La laguna de Cuyutlán se encuentra en el litoral del Océano Pacífico Oriental entre 18° 56' y 19° 03' N y los 104° 00' y 104° 19' O. La laguna fue dividida en 3 estaciones: E-1 (Canal de Ventanas), E-2 (Canal de Tepalcates) y E-3 (Vaso 3).

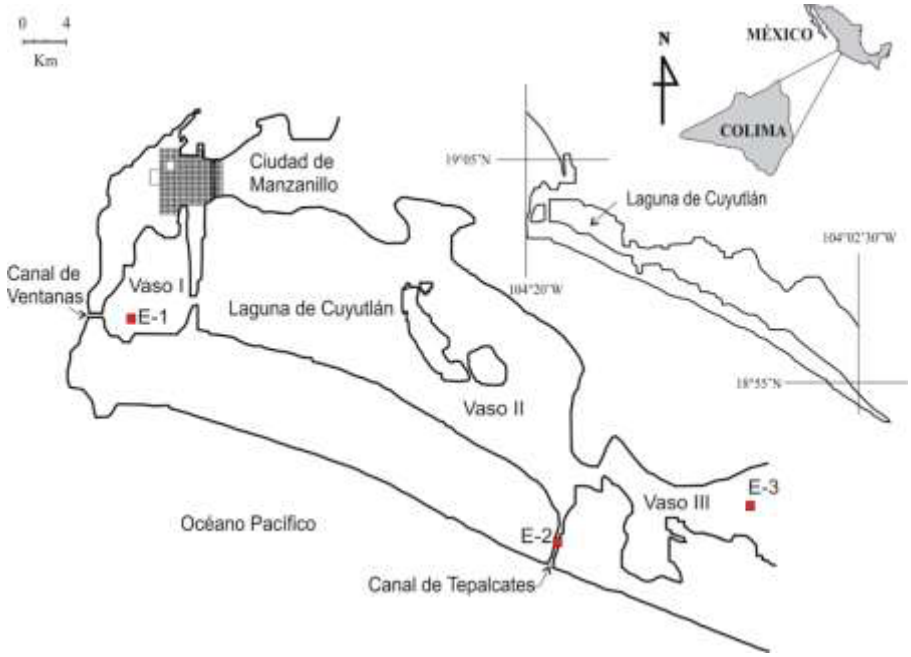

Figura 1. Localización de las estaciones de muestreo en el área de estudio.

Metodología

Se realizaron 3 muestreos; en abril, junio y julio 2019 en tres estaciones localizadas en la Laguna de Cuyutlán (Figura 1) a lo largo de todo el día, (de 9 de la mañana hasta las 6 de la tarde). En cada una de las estaciones, se colectaron muestras de agua superficial con botella Niskin de 5 l. Debido a la batimetría

de la estación 2, se colectó agua de superficie y 10 m de profundidad. En cada estación se realizaron mediciones de temperatura, salinidad con un CTD YSI CastAway. El pH fue medido *in situ* con un potenciómetro marca Thermo Scientific Orion Star A211 con un electrodo con compensación de temperatura. El potenciómetro fue previamente calibrado con el estándar certificado Batch 9 (2-amino-2-hydroxymethyl-1,3-propanediol) proporcionado por el Dr. Andrew Dickson de Scripps. Para determinar AT se recolectaron 225 ml de agua en botellas de borosilicato previamente lavadas con HCl (10%), a cada muestra se le agregaron 100 µl de cloruro mercúrico sobresaturado para detener la actividad bacteriana. Se utilizó el método SOP 3b descrito por Dickson *et al*. (2007) el cual consiste en una titulación potenciométrica en una celda abierta. De cada muestra se extrajeron 60 ml de agua de las botellas de borosilicato, que fueron colocadas en una balanza analítica para conocer su masa, posteriormente las muestras se titularon con una mezcla de solución de ácido clorhídrico (0.1 N) y cloruro de sodio (0.6 N) hasta un pH de 2.8. Las muestras de AT fueron comparadas con un estándar certificado (Batch 113) proporcionado por Andrew Dickson. El CID y la $pCO_{2(w)}$ fueron estimados utilizando el software CO2SYS (Lewis y Wllace, 1998) a partir de la AT, pH, temperatura, salinidad y las constantes de equilibrio del sistema de CO_2 propuestas por Mehrbach *et al*. (1973) y redefinidas por Dickson y Millero (1987). La pCO_2 atmosférica fue obtenida de la base de datos de la NOAA de la estación localizada en Mauna Loa, Hawaii (https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/graph.html).

Resultados y Discusión

En el mes de abril el valor promedio de pH fue de 8.25, en junio 8.19 y en julio 8.03, mientras que el promedio de CID fue 1217, 1124 y 1297 µmol kg^{-1} en abril, junio y julio, respectivamente (Figura 2). Por su parte la AT presentó valores promedio de 1561, 1466 y 1574 µmol kg^{-1} de abril a julio. El análisis estadístico demostró que no existen diferencias significativas entre las estaciones, sin embargo, se observó variación entre los meses.

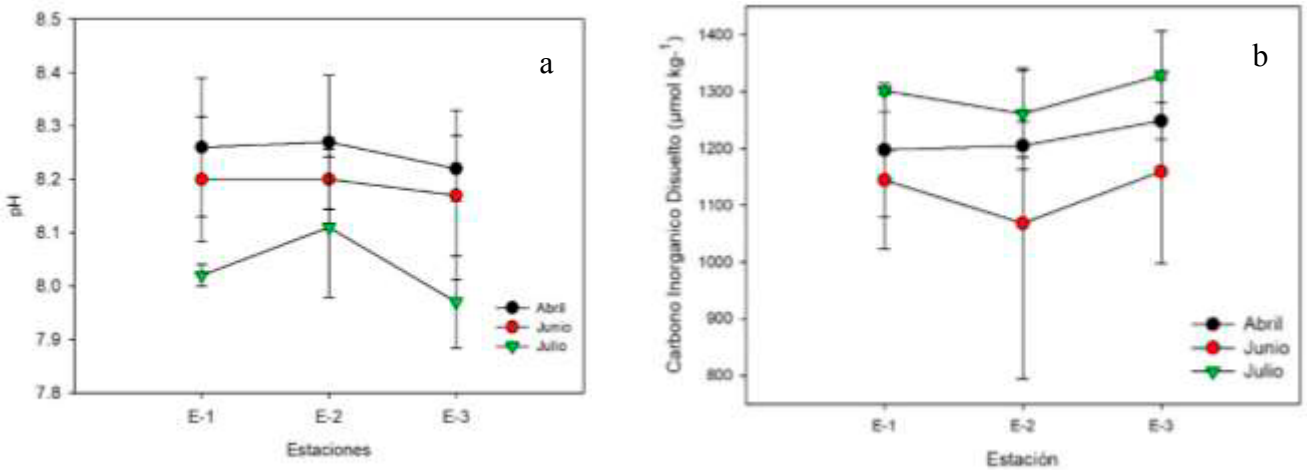

Figura 2. Comportamiento del pH (a) y Carbono Inorgánico Disuelto (b) durante el tiempo de estudio.

Desde el mes de abril a julio el pH disminuyó 0.22 unidades, los valores más altos de pH en abril puede ser como resultado de la alta actividad fotosintética por el fitoplancton que utiliza el CO_2 para llevar a cabo la fotosíntesis, mientras que en julio al parecer la tasa fotosintética disminuye y se tiene mayor concentración de CID que puede provenir de la descomposición de la materia orgánica (Coronado-Álvarez *et al*., 2017) y de la interacción con la atmósfera. Los valores de pH mostraron una correlación inversa con la temperatura y CID, que fueron más altos cuando se presentaron aguas más frías.

La relación de la AT y CID muestra el proceso de la fotosíntesis donde el dióxido de carbono es fijado por el fitoplancton y se forman carbonatos, observando valores bajos de ambos parámetros. Estos a su

vez incrementan por la respiración, remineralización y disolución de carbonatos (Figura 3a). Cuando incrementa la absorción de CO_2 atmosférico por el agua y la descomposición de la materia orgánica, el pH tiende a disminuir por el exceso de protones libres, sin embargo, el CO_2 asimilado por el fitoplancton, el pH incrementa en el agua (Figura 3b) (Sarmiento y Gruber, 2006). Este mismo patrón es observado con la pCO_2 del agua que disminuye con el aumento del pH (Figura 3c).

Los cambios en CID y el pH están afectados por las interacciones entre procesos físicos, químicos y biológicos y, es en la capa superficial donde son modificados por los procesos físicos como la temperatura y el viento, afectando la solubilidad y transferencia del carbono inorgánico entre el océano y la atmósfera. Asimismo, los eventos de surgencias y advección vertical de aguas subsuperficiales que son transportadas hacia la superficie, modifican el pH y el CID. Aunado a estos, se encuentran procesos biológicos como el consumo de carbono inorgánico disuelto por el fitoplancton y la adición de CO_2 por la respiración (Sarmiento y Gruber, 2006; Williams y Follows, 2011).

Ruiz-Lizama *et al*. (2019) reportaron en abril valores más altos de CID en la laguna con pH más bajos, como resultado de la descomposición de la materia, remineralización de nutrientes y la formación de surgencias costeras en el mar adyacente. Estas aguas que alcanzan la superficie son transportadas hacia el interior de la laguna por el flujo de las mareas.

Los flujos de CO_2 durante el periodo de estudio (abril, junio y julio) se mantuvieron con valores negativos (-169.36, -74.45, -23.79 mmol C m^{-2} d^{-1}, respectivamente; Figura 4) lo que significa que la Laguna de Cuyutlán se comportó mayormente como sumidero de CO_2, siendo abril, el mes que más CO_2 fijó. Al realizar un cálculo aproximado, en promedio este ecosistema lagunar asimila alrededor de -32.56 ± 7.01 moles C m^{-2} $año^{-1}$. La variabilidad de los FCO_2 fue modulada por procesos fisicos como la circulación por la marea, temperatura y la $pCO_{2(w)}$, y por procesos biológicos (fotosíntesis, respiración y descomposición de la materia orgánica) que afectan directamente a los FCO_2. Sin embargo, presentó un comportamiento inverso con el pH. En abril la baja temperatura y la alta tasa fotosintética derivada de mayor disponibilidad de nutrientes inorgánicos disueltos, puede ser el resultado de que la laguna actúa como fuerte sumidero de CO_2 atmosférico. El FCO_2 disminuyó hacia el mes de julio, posiblemente por el incremento de temperatura que permite desgasificación del agua (liberación de CO_2 hacia la atmósfera), asociado también a menor concentración de clorofila.

Sosa-Ávalos *et al*. (2015), Sámano-Rodríguez (2013) y Sánchez-Nava (2015) reportaron en 2011 y 2013, que las aguas de las Bahías de Manzanillo se comportan como sumidero de carbono atmosférico, excepto en abril que, debido a los eventos de surgencias funcionan como fuente de carbono hacia la atmósfera. A diferencia de este estudio, Cai (2011) encontró que los estuarios del Este de EEUU son una fuente neta de CO_2 a la atmósfera, con un flujo de 0.25 ± 0.25 mmol C m^{-2} d^{-1}. Esta desgasificación se apoya en gran medida por la respiración de la biomasa del mangle. Por lo tanto, todo el sistema estuarino, incluida la vegetación, debe ser una fuente de CO_2 atmosférico.

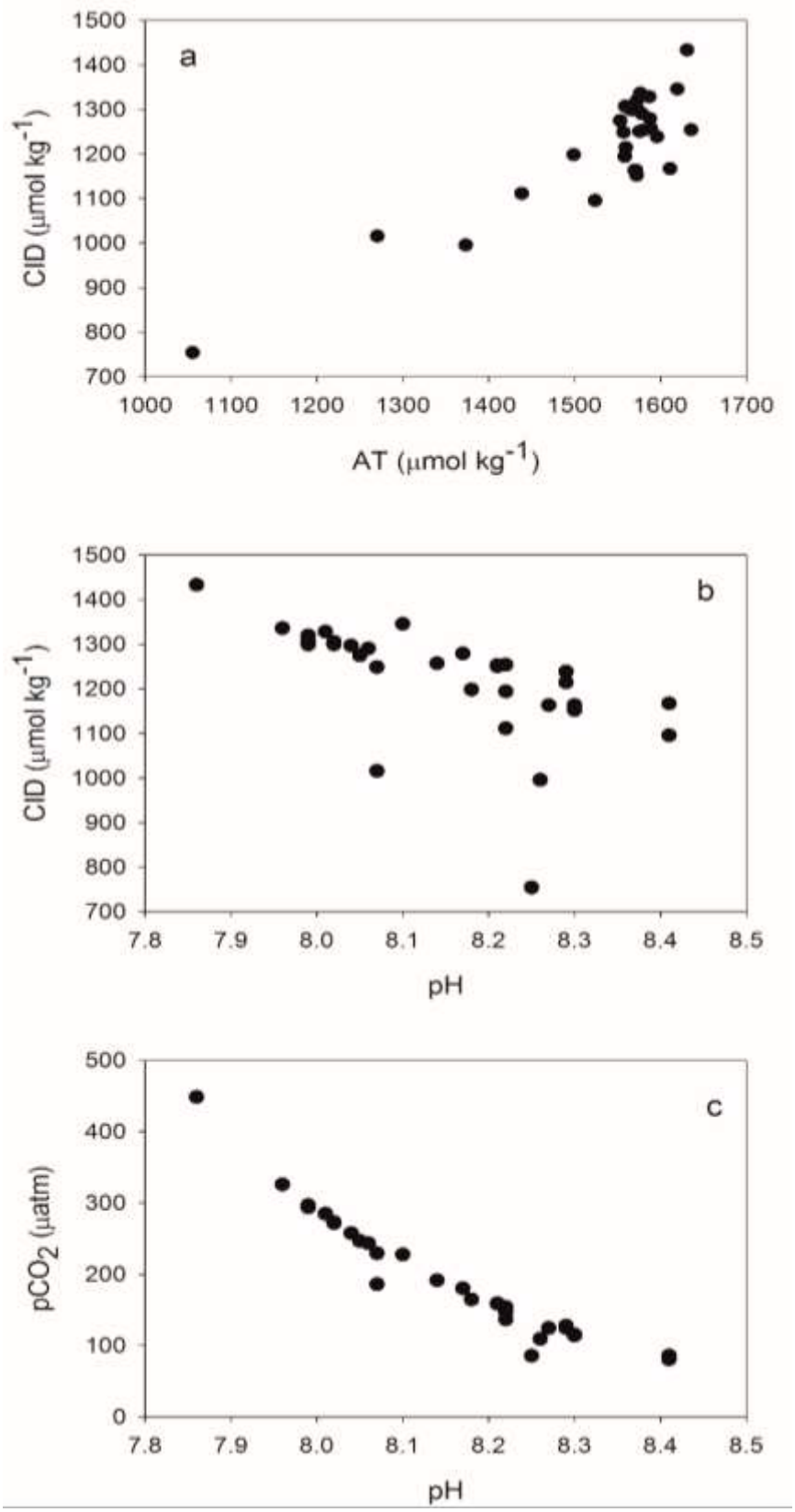

Figura 3. Relación entre los parámetros del sistema CO_2 en la Laguna de Cuyutlán durante 2019.

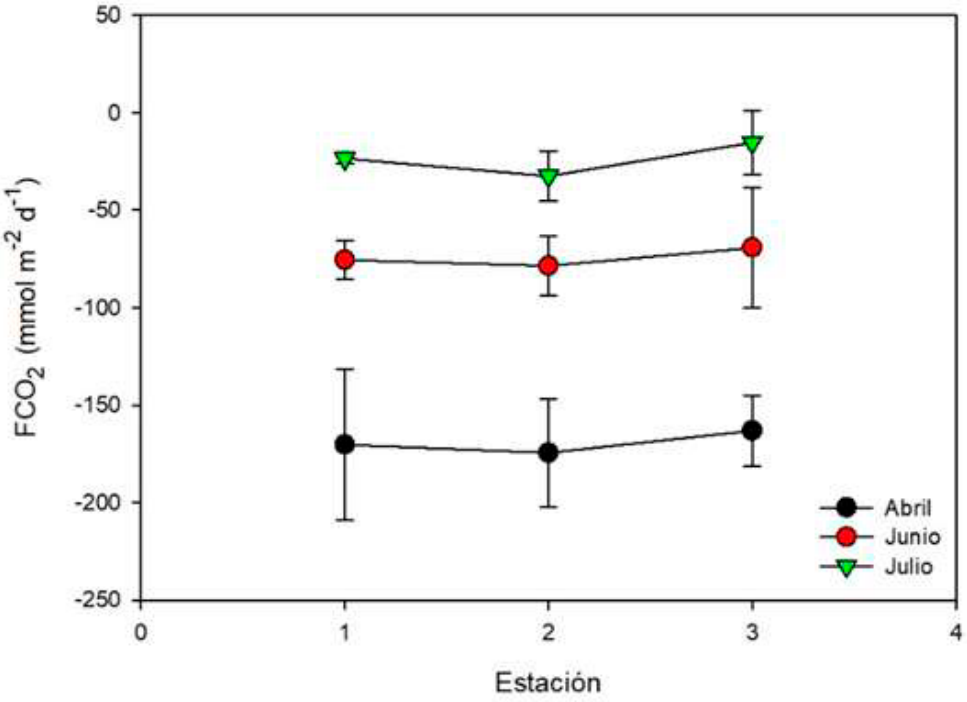

Figura 4. Comportamiento del FCO_2 durante el tiempo de estudio.

El análisis de componentes principales mostró que los dos primeros factores contribuyeron con el 74% de la variabilidad total de los datos, ya que en el factor 1 se observó correlación negativa entre la temperatura (r = -0.79), $pCO_{2(w)}$ (r = -0.89), FCO_2 (r = -0.95) y amplitud de la marea (r = -0.70), las cuales mostraron correlación inversa con el pH (r = 0.91) y la concentración de clorofila (r = 0.74), este factor contribuyó con el 51% de la varianza explicada. Mientras que el factor 2 explicó el 24%, en el cual se presentó una correlación inversa entre la salinidad (r = 0.58) con el carbono inorgánico disuelto (r = -0.79) y la AT (r= -0.86).

Conclusiones

La laguna de Cuyutlán se comportó como un fuerte sumidero neto de CO_2 atmosférico durante el periodo de estudio, como resultado de los procesos físicos y biológicos. Los parámetros del sistema de CO_2 como las variables físicas mostraron variación temporal, pero no se observó diferencias significativas entre las estaciones. Los valores más altos de AT y CID fueron en verano y los más bajos se presentaron en abril. Contrariamente al patrón mostrado por el pH en la laguna. De acuerdo al análisis de componentes principales se encontró una correlación inversa entre el pH, temperatura, flujos de CO_2 y la clorofila. Además de una correlación negativa entre el carbono inorgánico disuelto, alcalinidad total con la salinidad.

Literatura citada

Borges, A. V., B. Delille and M. Frankignoulle. 2005. Budgeting sinks and sources of CO_2 in the coastal ocean: Diversity of ecosystems counts. Geophysical Research Letters 32.

Cai, W-J. 2011. Estuarine and Coastal Ocean Carbon Paradox: CO_2 Sinks or Sites of Terrestrial Carbon Incineration. Annual Review of Marine Science 3: 123-145.

Coronado-Álvarez, L. A., S. Álvarez-Borrego, J. R. Lara-Lara, E. Solano-Arellano, J. M. Hernández-Ayón and A. Zirino. 2017. Temporal variations of water pCO_2 and the air-water CO_2 flux at a coastal location in the southern California Current System: diurnal to interanual scales. Ciencias Marinas 43(3): 137-156.

Dickson, A. G. and F. J. Millero. 1987. A comparison of the equilibrium constants for the dissociation of carbonic acid in seawater media. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 34(10): 1733-1743.

Dickson, A. G., C. L. Sabine and J. R. Christian. 2007. Guide to best practices for ocean CO_2 measurements. PICES Special Publication 3, 191 pp.

Hernández-Ayón, J. M., V. Camacho-Ibar, A. Mejía-Trejo, y A. Cabello- Pasini. 2007. Variabilidad del CO_2 total durante eventos de surgencias en bahía de San Quintín, Baja California, México. pp. 187-200. En: Hernández de la Torre, B. y G. Gaxiola-Castro (Ed.). Carbono en ecosistemas acuáticos de México. Instituto Nacional de Ecología, SEMARNAT, CICESE. México, D. F.

IPCC. 2019. Summary for Policymakers. En: Pörtner, H.-O., D. C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama and N. M. Weyer. (Ed.). Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. In press. 1170 pp.

Laruelle, G. G., H. H. Dürr, C. P. Slomp and A. V. Borges. 2010. Evaluation of sinks and sources of CO_2 in the global coastal ocean using a spatially explicit typology of estuaries and continental shelves. Geophysical Research Letters 37(15).

Reimer, P. J., E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, P. G. Blackwell, C. B. Ramsey, C. E. Buck, H. Cheng, R. L. Edwards, M. Friedrich, P. M. Grootes, T. P. Guilderson, H. Haflidason, I. Hajdas, C. Hatté, T. J. Heaton, D. L. Hoffmann, A. G. Hogg, K. A. Hughen, K. F. Kaiser, B. Kromer, S. W. Manning, M. Niu, R. W. Reimer, D. A. Richards, E. M. Scott, J. R. Southon, R. A. Staff, C. S. M. Turney and J. van der Plicht. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 55(4): 1869-1887.

Ruiz-Lizama, S. A., R. Sosa-Ávalos, E. Torres-Orozco, M. A. Galicia-Pérez, S. Quijano-Scheggia y J. Gaviño-Rodríguez. 2019. Variabilidad temporal y espacial de los parámetros del sistema CO_2 en la Laguna de Cuyutlán, México. pp. 451-457. En: Paz-Pellat, F., A. Velázquez-Rodríguez, M. Rojo-Martínez (Ed.). Estado actual del conocimiento del ciclo del carbono y sus interacciones en México: Síntesis a 2019. Programa Mexicano del Carbono, UAN, CoCiTEN, Stanford University. Texcoco, Estado de México, México.

Sámano-Rodríguez, C. A. 2013. Sistema del Dióxido de Carbono en aguas de las Bahías de Manzanillo, Colima, durante un ciclo anual. Tesis de Maestría. Universidad de Colima. 83 p.

Sánchez-Nava, R. 2015. Flujos de CO_2 entre la atmósfera y las aguas costeras de las bahías de Manzanillo y Santiago. Tesis de Licenciatura. Universidad de Colima. 55 p.

Sarmiento, J. and N. Gruber. 2006. Ocean Biogeochemical Dynamics. Princeton University Press. 503 p.

Sosa-Ávalos, R., F. P. Chavez, G. Gaxiola-Castro y L. Silva-Iñiguez. 2015. Flujos de CO_2 entre la atmósfera y el océano en el Pacífico tropical mexicano. pp. 439-445. En: Paz-Pellat, F., J. Wong y R. Torres. (Ed.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2015. Programa Mexicano del Carbono, Universidad Juárez Autónoma de Tabasco. Texcoco, Estado de México, México.

Williams, R. and M. Follows. 2011. Ocean Dynamics and the carbon cycle: Principles and Mechanisms. Cambridge University Press. 404 p.

5.9. Magnitud de la Productividad Primaria, de los flujos de Carbono orgánico y de la eficiencia de la Producción Exportada en los mares mexicanos

Aguirre-Bahena Fernando[1]; González-Rodríguez Eduardo[2]; Ramos-Rodríguez José Alejandro[3]; Torres-Hernández María Yesenia[1,2]; Cervantes-Duarte Rafael[1] y Lara-Lara José Rubén[2]

[1]Instituto Politécnico Nacional, Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, La Paz, Baja California Sur, 23096.
[2]Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, México.
[3]Universidad Autónoma de Baja California Sur, La Paz, Baja California Sur, México.
Autor para correspondencia: faguirre@ipn.mx

Resumen

A partir de datos generados por sensores remotos satelitales, de modelación biogeoquímica y de series de tiempo derivadas del monitoreo de trampas de sedimentos, se analizó la magnitud de la Productividad Primaria Neta (PPN), los flujos de carbono orgánico (fC_{org}), de la Producción Exportada (PE) y su eficiencia (ePE), en los mares de la Zona Económica Exclusiva (ZEE) de México. La ZEE suma poco más de 3.1 millones de km^2 y se dividió en siete regiones para su análisis. La PPN promedio, en casi 18 años analizados, fue de 0.55 g C m^{-2} d^{-1} pero con un intervalo muy amplio: desde 0.24 g C m^{-2} d^{-1}, en el oligotrófico Mar Caribe hasta el muy productivo Golfo de California (GC) con 1.13 g C m^{-2} d^{-1}. La magnitud de Carbono fijado por fotosíntesis fue de 594 Tg al año (1 Tg=10^6 t) de las cuales el GC contribuyó con 106 Tg a^{-1} y es, por su relación % aporte / % área la región más productiva de las aguas mexicanas. En contraste, el Mar Caribe aportó sólo el 1% de la PPN total. Los resultados del modelo NEMO aplicado para determinar la magnitud de la PE indican que anualmente son transferidos 78.1 Tg de Carbono por debajo de la zona fótica. De esta cantidad casi una cuarta parte (18 Tg a^{-1}) se hunde en las aguas del GC. Sin embargo, la región que transporta más eficientemente el Carbono (fC_{org}/PPN) es el Golfo de Tehuantepec (0.27). Respecto a los valores de fC_{org} medidos por las trampas y los estimados por el modelo, éstos últimos fueron de dos hasta nueve veces mayores y sólo en el caso de Ensenada fueron similares. Por lo tanto, la eficiencia de la PE es mayor con los datos modelados. A pesar de que estos resultados deben ser tomados con cautela -las series de fC_{org} no coinciden en el tiempo y hay evidencia de variación interanual muy drástica- si parecen detectar los cambios causados por eventos como "The Warm Blob" que inició, en el GC, en 2014. Finalmente, la aún amplia gama de valores de la PE, generada por los modelos usados a nivel global, y la falta de coherencia entre los fC_{org} observados y modelados en este estudio son una evidencia fuerte de la necesidad de mantener los actuales observatorios con trampas de sedimentos de series de tiempo y adicionar otros más en sitios estratégicamente ubicados.

Palabras clave: *sensores remotos; color del océano; flujos de carbono; trampas de sedimentos; mares y costas de México.*

Abstract

From remote sensing generated data, biochemical modelling and time-series sediment trap monitoring, the magnitude of Net Primary Productivity (NPP), Organic Carbon flux (fC_{org}), Exported Production (PE) and its efficiency (ePE) were analyzed in the Mexican Exclusive Economic Zone (EEZ). The EEZ totals more than 3.1 million km^2, and was divided in seven regions for their analysis. The mean NPP, from almost 18 years analyzed, was 0.55 g C m^{-2} d^{-1}, but it showed a wide range: from 0.24 g C m^{-2} d^{-1}, in the oligotrophic Caribbean Sea, until the very productive Gulf of California (GC) with 1.13 g C m^{-2} d^{-1}. The magnitude of Carbon fixed by photosynthesis was 594 Tg year^{-1} (1 Tg=10^6 t), from which, the GC

contributed 106 Tg y^{-1}, and due to its relationship %contribution / %area, is the most productive region of the mexican EEZ waters. Regarding the fC_{org} values quantified by sediment traps and the ones estimated by the model, the latter ones were between 2 and 9 times higher, and just the Ensenada values were similar. Therefore, the EP efficiency is higher with modelled data. Despite the caution for using these values -fC_{org} series do not match in time, and there is evidence of high interannual variation-, they do seem to detect changes produced by anomalous events like "The Warm Blob", that started, at GC, in 2014. Finally, the wide range of model generated EP values globally, and the lack of coherence between observed and modelled fC_{org} in the present work, show a strong evidence between the necessity of maintaining the current monitoring of sediment traps to extend the time series, and add new traps in strategically located sites.

Key words: *remote sensing; ocean color; carbon fluxes; sediment traps; Mexican seas and coasts.*

Introducción

En los dos últimos siglos (1800-1990) las emisiones totales de CO_2 vertido a la atmósfera por las actividades humanas fueron estimadas en 244 (± 20) Pg (1 Pg=10^9 t=1 Gt). De este total, casi la mitad (118 Pg) fue absorbida por el océano (Sabine *et al*., 2004). Sin embargo, sólo en los últimos años (2011-2018) se generó una cantidad similar de CO_2 (263 Pg) con un incremento anual del 1.1% (BP, 2020). *Grosso modo,* actualmente sólo una tercera parte de este gas es absorbido por el océano. Las consecuencias del uso de combustibles fósiles han sido ampliamente documentadas: *v.g.* el calentamiento global y la acidificación del mar. Sin embargo, los efectos finales sobre la Productividad Primaria (PP) y la eficiencia de la Producción Exportada (*e*PE) en el océano, dos de los procesos más importantes del Ciclo del Carbono marino, aún son pobremente entendidos.

A escala global, la PPN estimada por satélite es de alrededor de 50 Pg C a^{-1} (Behrenfeld y Falkowski, 1997; Morel y Antoine, 2002; Muller-Karger *et al*., 2005). De esta cantidad de Carbono orgánico (C_{org}) fijado por fotosíntesis, una fracción, generalmente pequeña, se hunde al interior del océano fuera de la zona fótica y una aún más pequeña queda enterrada en los sedimentos. El cociente entre este flujo vertical de C_{org}, uno de los principales a escala global, es la eficiencia de la Producción Exportada (*e*PE). De esta manera la PE controla la entrada de materia orgánica hacia la zona mesopelágica y al mismo tiempo reduce la concentración de CO_2 en la superficie del océano (Falkowski *et al*., 2003). A escala mundial los valores de la PE, estimados mediante modelos, están en un intervalo muy amplio, desde 1 Pg C a^{-1} (Muller-Karger *et al*., 2005) hasta 8.1 Pg C a^{-1} (Bopp *et al*., 2013). Otras estimaciones difieren aún más: desde 5 Pg C a^{-1} (Henson *et al*., 2011) hasta 21 Pg C a^{-1} (Laws *et al*., 2000). En contraste, otras estimaciones son mucho más moderadas. Por ejemplo, Honjo *et al*. (2014) estiman este flujo en apenas 0.48 Pg C a^{-1}; mientras que el Reporte del Global Carbon Budget (GCB, 2019) estimó un promedio de 2.5 (±0.6) Pg C a^{-1} para el periodo 2008-2018.

Los mecanismos que controlan la PE forman en conjunto la Bomba Biológica del Carbono (BBC), en la cual los productores primarios, particularmente el fitoplancton, toma el bicarbonato del agua de mar y lo convierte en materia orgánica. Estas células, al morir o ser empaquetadas en pelotillas fecales por el zooplancton, transportan el C_{org} hacia el fondo. Se estima que sin la BBC la concentración de CO_2 en la atmósfera sería ~200 ppm más alta que la actual (Parekh *et al*., 2006). Se prevé que el cambio climático afecte negativamente la PE particularmente en las latitudes bajas. La mayoría de los modelos de acoplamiento climático-oceánico proyectan un descenso de la PP y PE e identifican el menor ingreso de nutrientes desde aguas subsuperficiales (asociado a una mayor estratificación) como el mecanismo responsable. El decremento de la PE, en el promedio global, es de bajo a moderado. Por ejemplo, Laufkötter *et al*. (2015) proyectaron un descenso entre 1 y 12% mientras que Fu *et al*. (2016) estiman

una caída, para el final de este siglo, de 7-18%. Valores similares (2-20%) son reportados por Steinacher *et al.* (2010) para el año 2100.

Por otra parte, en 2019 a escala mundial se emitieron a la atmósfera, por la quema de combustibles fósiles, 34.2 Pg de CO_2 (ó 9.3 Pg de C) según la Revisión de Energía Mundial de BP (2020). A esto hay que sumar 1.5 Pg C a^{-1} (±0.7) que en promedio se emitieron durante la última década (2008-2018), por las emisiones de Carbono asociadas a cambios en el uso del suelo (GCB, 2019). En el balance global debe incluirse las pérdidas (sumideros) por el secuestro en los continentes que promedian 3.2 (±0.6) Pg C a^{-1} (GCB, 2019).

En este contexto, el objetivo de este estudio fue evaluar la magnitud del Carbono fijado por fotosíntesis (PPN), del flujo de Carbono orgánico (fC_{org}) y de la eficiencia de la Producción Exportada (*e*PE) para la totalidad de los mares mexicanos. Además, se hace énfasis en los sitios donde hay registros de observatorios con trampas de sedimentos de series de tiempo, comparando los datos modelados *vs.* las mediciones *in situ*.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El área total de todos los océanos del mundo es de 361 900 000 km² (NOAA), de los cuales México, considerando la Zona Económica Exclusiva (ZEE) y el mar territorial, posee 3 144 793 km^2 (INEGI). Esta cantidad equivale al 0.87% del área oceánica global. Por su extensión, México ocupa el decimocuarto sitio (SEMARNAT, 2018) debido a que cuenta con un área de 1 959 248 km^2 de superficie continental y 5172 km^2 de insular. Mientras que, por el tamaño de su Producto Interno Bruto (PIB), México es la decimoquinta economía del mundo (FEM, 2019) pero el decimosegundo lugar por la cantidad de CO_2 emitida, en 2019, a la atmósfera (BP, 2020). Esta cantidad de CO_2 representó el 1.3% del valor mundial generado en 2019. En 2017 las emisiones de México alcanzaron su pico más alto con 0.477 Pg de CO_2 aunque en el último año (2019) descendió a 0.455 Pg.

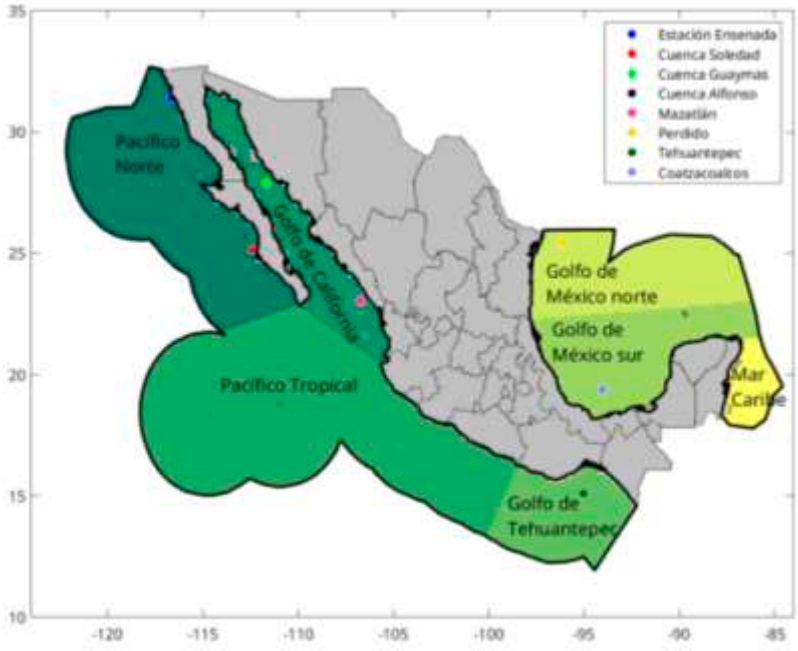

Figura 1. Localización del área de estudio. Se muestran los polígonos en los que se dividen las regiones dentro de la ZEE. Los círculos de colores indican la ubicación de las trampas de sedimentos.

El área de estudio comprende la totalidad de las aguas mexicanas. Para su análisis, la ZEE se dividió en siete regiones: 1) Pacífico Norte, 2) Golfo de California, 3) Pacífico Tropical, 4) Golfo de Tehuantepec, 5) Golfo de México Norte, 6) Golfo de México Sur y 7) Mar Caribe (Figura 1). Los límites que separan estas regiones se indican en el Cuadro 1, donde se incluyeron las coordenadas (punto inicial y final) de la línea. Se señaló la dirección de esta línea en grados, considerando como cero el Norte y como el origen la zona terrestre. En el caso del Golfo de California, la ubicación de Cabo San Lucas (BCS) fue el origen de esta línea.

Adicionalmente, se incluyeron los datos de ocho observatorios, activos y extintos, donde se instalaron trampas de sedimentos (TS) y que, en la mayoría, existiera información del fC_{org}. En la Figura 1 se muestra la ubicación de las TS y en el Cuadro 2 los detalles de su instalación.

Metodología

Los datos de Productividad Primaria Neta (PPN) se descargaron de la página Ocean Productivity de la Universidad de Oregón (http://sites.science.oregonstate.edu/ocean.productivity/). Los datos corresponden a los cálculos de PPN estimados mediante el modelo de producción generalizado verticalmente (VGPM, Beherenfeld y Falkowski, 1997) y que emplea los datos de MODIS-AQUA, con una resolución temporal mensual y espacial de 9x9 km. Se descargaron datos del periodo julio de 2002 a enero de 2020. Este conjunto de datos es de cobertura global, así que fue necesario hacer un recorte para los mares mexicanos entre las longitudes 120 a 85 grados oeste y las latitudes 14 a 33 grados norte.

Para contabilizar exclusivamente los datos correspondientes a la Zona Económica Exclusiva (ZEE) de México se descargó un archivo en formato shape de la CONABIO (http://www.conabio.gob.mx). De este, a su vez, se extrajeron los polígonos de la ZEE para el Pacífico mexicano, el Golfo de México y el Mar Caribe que se muestran en la Figura 1. A partir de la matriz completa de los datos de PPN, se determinó la magnitud total y para cada una de las siete regiones, descritas en la Figura 1, considerando el tamaño del área de éstas. Se incluyó la contribución porcentual de cada región (Cuadro 2). Asimismo, se obtuvieron las series de tiempo de la PPN para los sitios donde se localizan trampas de sedimentos instaladas, para realizar un comparativo entre las localidades y mostrar su variación en el tiempo. Para determinar las diferencias entre la productividad de los diferentes sitios se realizó una prueba no paramétrica de Kruskal-Wallis, y para determinar qué sitios tenían similitud, se empleó una prueba a posteriori de Tukey, ambas realizadas con una significancia del 95% ($p<0.05$).

Cuadro 1 Líneas divisorias entre las siete regiones que componen la Zona Exclusiva Económica de México propuesta para este estudio.

Región	Longitud	Latitud	Longitud	Latitud	Dirección
Pacífico Norte	-109.95	22.86	-113.89	21.66	249.7
Golfo de California	-109.95	22.86	-105.69	20.39	126.18
Pacífico Tropical	-98.54	16.31	-100.25	13.4	203.75
Golfo de Tehuantepec	-92.25	14.54	-94.43	11.93	214.29
Golfo de México Norte	-97.76	22.26	-86.22	23.2	84.55
Golfo de México Sur	-86.82	21.42	-85.71	21.43	90.00
Mar Caribe	-85.71	21.43	-86.1	19.5	90.00

Las coordenadas en decimas de grado.

Respecto a los datos de Carbono orgánico (C_{org}), éstos se obtuvieron de las variables denominadas Carbono Detrítico (DTC, por sus siglas en inglés) y FAST-C (Carbono de rápido hundimiento). Ambos a partir de la salida del modelo NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) implementando la malla ORCA del Centro Nacional de Oceanografía del Reino Unido (http://gws-access.jasmin.ac.uk/public/nemo/). Esta simulación estima 33 años de ejecución de resolución espacial

1/12 de grado (aproximadamente 8.33 km), a partir de 1978, principalmente para las variables físicas del océano como temperatura, salinidad y corrientes tanto en superficie como en la columna de agua. Sin embargo, para las variables biogeoquímicas como es el DTC y FAST-C, sólo están disponibles los años 2013 a 2015.

Utilizando los datos de DTC se generaron los perfiles verticales para los ocho sitios seleccionados. A cada uno de éstos se les aplicó un ajuste basado en la curva Gaussiana (Platt, 1988), y así se estimó el valor integrado del DTC en la columna de agua. Los datos de FAST-C se usaron para compararlos con los flujos de C_{org} medidos por trampas de sedimentos y determinar la magnitud de la Producción Exportada en cada región.

Resultados y Discusión

En la Figura 2 se muestra la climatología de la Productividad Primaria Neta (PPN) para el periodo analizado. Es notorio que las áreas más productivas (>600 g C m^{-2} a^{-1}) se restringen a una franja costera -no mayor a 30-40 km perpendiculares a la costa-, básicamente por el enriquecimiento de las surgencias, advección o aporte externo. En el caso del Golfo de California (GC), esta franja inicia en el Pacífico, al sur de Cabo Corrientes hasta el Delta del Río Colorado, incluyendo la zona de las grandes islas en particular el Canal de Ballenas. Los procesos que generan las altas tasas de PP observadas en esta región son las surgencias costeras moduladas por los vientos intensos del NNW que ocurren durante el otoño e invierno. Este fenómeno es conocido como el Monzón Mexicano (Douglas *et al*., 1993; Turrent y Zaytsev, 2014). El segundo proceso que inyecta nutrientes a la zona eufótica estimulando la PP es la mezcla vertical ocasionada por el cambio abrupto de la batimetría y las fuertes corrientes de marea que se presentan en el Canal de Ballenas, así como los procesos propios de la circulación entre las islas. La costa occidental de la Península de Baja California muestra también una PP alta debido a las surgencias costeras derivadas del efecto de Coriolis (Bakun y Nelson, 1977; Zaytsev *et al.,* 2003). En el caso de la zona del Pacífico Tropical, las surgencias en la costa de Cabo Corrientes (López-Sandoval *et al*., 2009) generan tasas moderadamente altas de la PP (>300 y <600 g C m^{-2} a^{-1}).

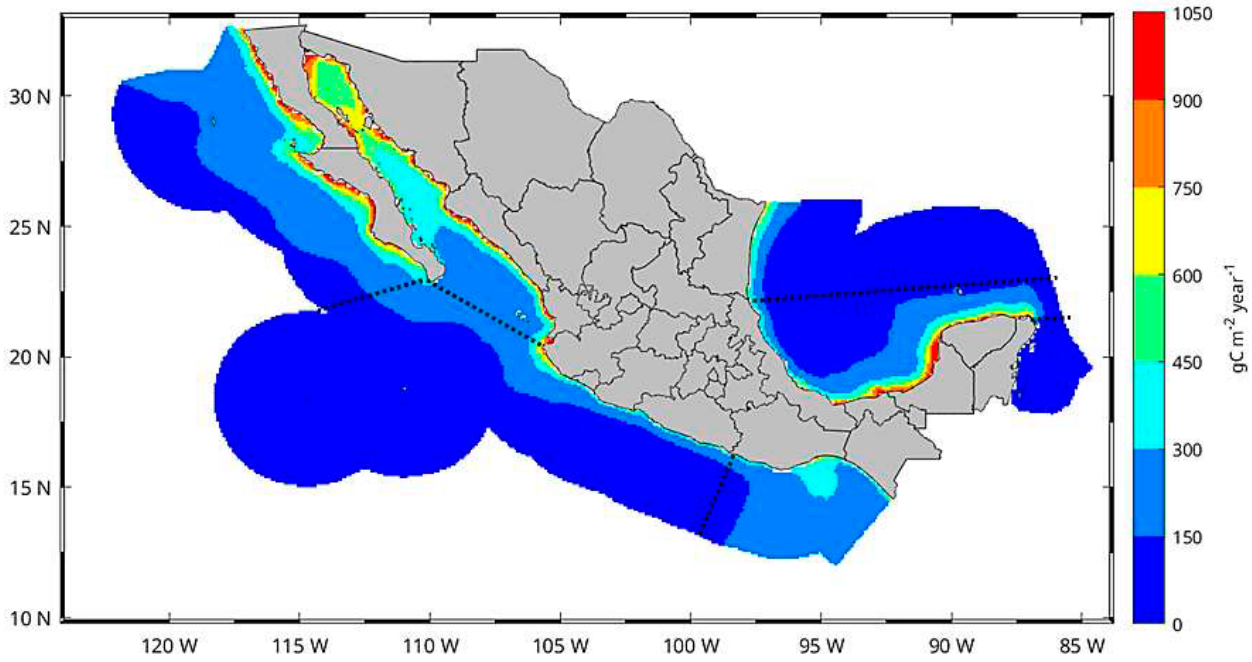

Figura 2. Climatología de la Productividad Primaria Neta (en g C m^{-2} a^{-1}) para el periodo de estudio (julio de 2002 a enero de 2020). Las líneas punteadas negras indican la división entre las regiones de la ZEE.

De mucha menor extensión el Golfo de Tehuantepec (GT) muestra una pluma de PPN moderada (<450 g C m^{-2} a^{-1}) que se extiende varias decenas de km mar adentro por efecto de los vientos del norte conocidos como Nortes o Tehuanos (Trasviña *et al*., 1995; Barton *et al.*, 2009). Estos vientos se producen cuando existe una diferencia de presión atmosférica entre el Golfo de México y el Pacífico tropical, lo que origina un flujo de viento a través del istmo de Tehuantepec perpendicular a la costa que sale en forma de abanico sobre las aguas del GT produciendo surgencia por reemplazo de agua superficial. En el Golfo de México los valores altos de PP (<600 g C m^{-2} a^{-1}) están localizados en la costa sureste (hasta el límite de Tabasco y Veracruz) debido a la influencia de los ríos caudalosos (Herrera-Silveira, 2006) y al norte de la Península de Yucatán por surgencias generadas por vientos de sur que producen, de forma similar al GT, un reemplazo de agua superficial por aguas más profundas ricas en nutrientes. Las aguas de surgencia producidas por el cambio en la batimetría, son frecuentes en algunas regiones de la plataforma de Yucatán de acuerdo con estudios previos (Merino, 1997; Zavala-Hidalgo *et al*., 2006; Enríquez y Mariño-Tapia, 2014).

El coeficiente de variación (CV) calculado para el área de estudio (Figura 3) muestra la intensidad de la variabilidad de la PPN aunque no distingue entre la variación estacional de la interanual. El Mar Caribe muestra, mayormente, un CV <20%, con algunos parches pequeños en la parte costera, cercanas al 40%. Es posible que este valor se deba a enriquecimientos ocasionales por los ríos. En la costa de Veracruz el CV es de 40-60%-, tal vez producido por el aporte estacional de esteros y ríos, o por advección derivada de corrientes del norte. En la zona del Golfo de México Norte hay, como en el resto de la ZEE, una marcada diferencia entre la zona costera y la oceánica, en la primera, hay una variación de entre el 60-90%, mientras que, en la zona oceánica, el CV disminuye a <40%.

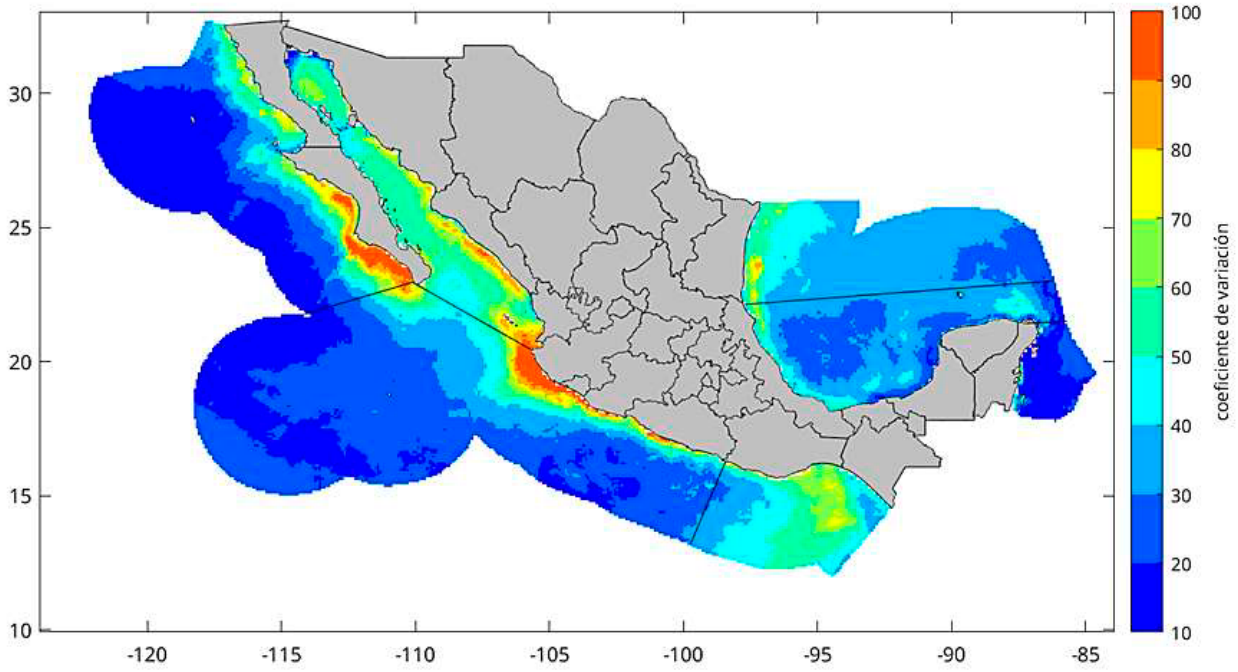

Figura 3. Coeficiente de variación de la Productividad Primaria Neta del área de estudio.
Las líneas negras dividen las regiones mencionadas previamente.

Los valores del CV en el Pacífico indican un patrón marcado consistente en una zona oceánica con valores bajos (20 a 30%) y dos zonas costeras con cambios drásticos (de >60 hasta 100%) en la productividad: frente a Cabo Corrientes y la costa suroccidental de la Península de B.C. En este último caso, probablemente, se deba a que los procesos de enriquecimiento son más intensos y marcados en el sur que en el norte de esta península. Además de que la porción sur depende mayormente de procesos de

surgencias estacionales y de la variación interanual del viento. Por otra parte, esta región es afectada por el ENSO y recientemente por el calentamiento anómalo en el Pacífico nororiental causado por el evento "The Warm Blob" (Jiménez-Quiroz *et al*., 2019). A nivel local el sistema de la circulación de la Corriente de California y la contracorriente costera producen cambios estacionales en la columna de agua que modulan la Productividad Primaria de acuerdo al periodo cálido/frío prevaleciente (Cervantes-Duarte *et al.,* 2013; Zaytsev *et al*., 2014; Linero-Cueto *et al*., 2020). El Golfo de California muestra un CV mayor al 50% en la mayor parte, con excepción de los valores mínimos en la parte superior (<30%), debido a las descargas derivadas del río Colorado que realizan un aporte constante y por ende una variabilidad reducida. En contraste, la costa oriental muestra los valores del CV más elevados (>60%, alcanzando valores de 100%) debido a enriquecimiento por vientos paralelos la costa ocurridos estacionalmente. La región del Pacífico Tropical muestra valores mayores del CV en la zona de Cabo Corrientes (50-100%). Indicando una productividad estacional marcada, generalmente por surgencia y mezcla por vientos. Dicha productividad disminuye paulatinamente hacia el sur, pero mostrando valores de CV de 40-80% en Michoacán y Guerrero. En el Golfo de Tehuantepec se observan valores de CV que alcanzan hasta el 80%.

El Cuadro 2 muestra la PPN para cada región en Tg (1 Tg=1x10^6 t). Si se consideran por separado el Pacífico y el Golfo de México, el principal contribuyente a la PPN total es el primero con el 73.8%. Individualmente, la región con el mayor aporte es el Pacífico Norte con 150 Tg que equivalen al 25.2% En contraste, el Mar Caribe por su extensión (3% de la ZEE) y aporte (8 Tg) contribuyó con 1% de la PPN total. La importancia relativa de cada región también puede compararse usando la relación entre el porcentaje que aporta cada una de éstas a la PPN total respecto del porcentaje del área que ocupa de la ZEE. Así, la región de mayor importancia es el Golfo de California con una relación % aporte / %área de 2.25, seguida por el Pacífico Norte (1.19), Golfo de México Sur (1.16), Golfo de Tehuantepec (1.13), Pacífico Tropical, Golfo de México Norte (ambas con 0.67) y Mar Caribe (0.33). Finalmente, es relevante notar que el Golfo de California (que sólo representa el 8% de la ZEE) contribuyó con el 18% de la PPN total y su PPN (en mg C m^{-2} d^{-1}) casi duplica al segundo lugar.

Cuadro 2. Magnitud comparativa de la Productividad Primaria Neta (junio de 2002 a enero de 2020), los flujos de carbono, de la Producción Exportada y de su eficiencia (2013-2015) en los diferentes mares y costas de México. 1 Tg =1x10^6 t.

Sitio	Área en km^2 (%)	PPN en mg C m^{-2} d^{-1} (D. Estd)	PPN en Tg C a^{-1} (%)	fC_{org} en mg C m^{-2} d^{-1} (D. Estd)	$fCorg$ en Tg C^{-1} a^{-1} (%)	ePE (fC_{org}/PP)
1.- Pacífico Norte	666 630 (21)	616 (439)	150 (25)	63 (78)	17.7 (23)	0.10
2.- Golfo de California	258 795 (8)	1125 (563)	106 (18)	175 (131)	18.8 (24)	0.16
3.- Pacífico Tropical	1 144 449 (36)	343 (139)	143 (24)	41 (26)	18.2 (23)	0.12
4.- Golfo de Tehuantepec	259 767 (8)	584 (195)	55 (9)	155 (38)	15.2 (20)	0.27
5.- Golfo de México Sur	365 472 (12)	625 (555)	83 (14)	37 (34)	5.3 (7)	0.06
6.- Golfo de México Norte	387 828 (12)	346 (174)	49 (8)	18 (8)	2.8 (4)	0.05
7.- Mar Caribe	88 209 (3)	236 (56)	8 (1)	3 (0.76)	0.11 (0.1)	0.01
	Σ= 3 171 150 (100%)	Prom. 554 (303)	Σ= 594 (100%)	Prom 70.25 (45.2)	Σ= 78.1 (100%)	Prom 0.13

En cuanto a la magnitud de la Producción Exportada, el 70% (54.7 Tg a^{-1}) de ésta se produce en el Pacífico Norte y Tropical junto con el Golfo de California mientras que en el Mar Caribe la cantidad de Carbono que se hunde es casi despreciable. Aplicando la misma relación % aporte / % área la región más importante para la PE es el Golfo de California con una relación de 3 seguida por el Pacífico Tropical y Norte (2.5 y 1.1, respectivamente). Una razón moderada se calculó para el Golfo de Tehuantepec y el Golfo de México Sur (ambas con 0.6); mientras que el Mar Caribe su valor fue de 0.03. La magnitud total de la PE en el alrededor de 78 Tg a^{-1}. Los valores de la eficiencia de la PE indican que, en la mayoría de los mares de México, ésta es moderadamente eficiente. En su estudio, Henson *et al.* (2019) -en más de 800 sitios analizados, a nivel global, para determinar la *e*PE por medio de la técnica del ^{234}Th- definieron como regímenes eficientes aquellos con valores >0.2, poco eficientes los que fueran <0.02 y moderadamente eficientes los que estuvieran entre éstos. En este sentido, el G. de Tehuantepec es la región con la Bomba Biológica del Carbono más eficiente (0.27). En contraste el Mar Caribe es el que presentó la menor eficiencia (0.1).

Las series de tiempo de la PPN (Figura 4) muestran el mayor nivel en Ensenada (<2 g C m^{-2} d^{-1}), seguida de C. Soledad, C. Guaymas y C. Alfonso. Siguiendo en orden decreciente por Tehuantepec, Mazatlán, Perdido y Coatzacoalcos (Cuadro 3). Las series de tiempo muestran eventos de enriquecimiento (a manera de pulsos), usualmente estacionales, que pueden ser disminuidos por eventos como El Niño, o "The Warm Blob". Esto se observa en las series de anomalías (Panel derecho), que presentan valores negativos en el periodo de 2014 a 2016 en el Pacífico como resultado del último evento mencionado.

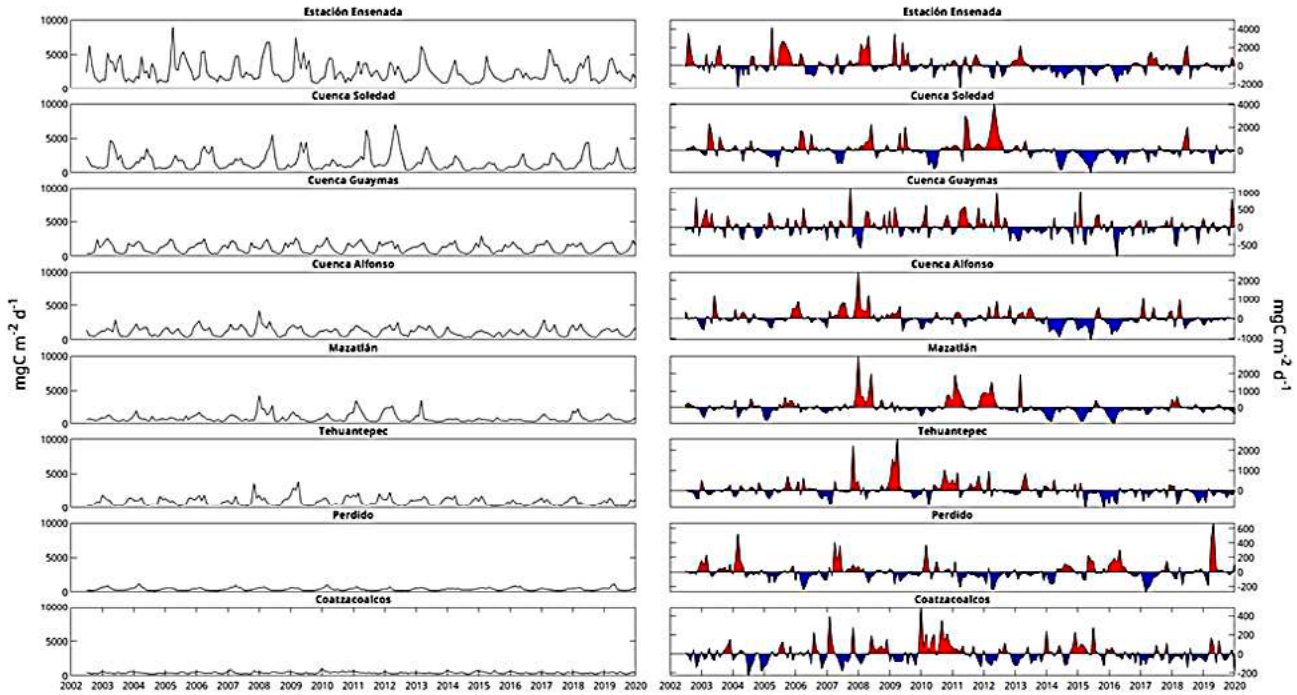

Figura 4. Series de tiempo de la Productividad Primaria Neta (PPN) estimada mediante satélite para las zonas con trampas de sedimentos instaladas (izquierda).
A la derecha se muestran las anomalías calculadas para cada serie.

Al comparar la PPN y el fC_{org} estimado mediante las trampas (Cuadro 3) se observa que a pesar de que el nivel más alto para ambas variables se determinó para Ensenada. Sin embargo, en realidad, no existe una relación di**r**ecta entre las dos variables. Por ejemplo, el Golfo de Tehuantepec presentó un fC_{org} idéntico a C. Guaymas y C. San Lázaro (~20 mg m^{-2} d^{-1}), que son dos sistemas que le triplican el

nivel de la PPN. Cuenca Alfonso también destaca por que a pesar de una PPN ligeramente menor que en C. Guaymas (1245 *vs*. 1173 mg C m^{-2} d^{-1}) el fC_{org} es más del doble. Otra característica destacable es la alta desviación estándar, indicativa de estacionalidad y/o variabilidad interanual alta. En este sentido es notorio el decremento en el fC_{or} de C. San Lázaro debido al impacto de un evento fuerte de El Niño en 1998.

Respecto a los valores de fC_{org} modelado, en todos los casos el flujo estimado por el modelo es mayor al medido, directamente en las TS, incluso por un factor de hasta 9 como en el caso de C. Guaymas. El único valor más cercano, entre lo observado y lo modelado, fue para el caso de Ensenada, donde la diferencia es de 15% entre ambos valores. No obstante, de que debemos considerar que los valores, observados y modelados, no coinciden en el tiempo -el único caso, Mazatlán, los valores medidos del fC_{org} no han sido publicados- y de que existe una alta variabilidad interanual y estacional al parecer los datos modelados no reproducen la realidad con aceptable precisión. Por este motivo la eficiencia de la Producción Explotada va de baja y moderada (<0.02, y >0.2-<0.2) con los datos de las trampas a moderada y alta (>0.2) utilizando los valores de la modelación.

Cuadro 3. Productividad Primaria Neta (PPN), flujos de Carbono orgánico (observados y modelados) y eficiencia de la Producción Exportada (*e*PE) para los observatorios con trampas de sedimentos.

Ubicación de las trampas de sedimentos	Longitud Latitud	Días de colecta	PPN mg C m^{-2} d^{-1}	fC_{org} observado mg m^{-2} d^{-1} (D. Estd.)	fC_{org} modelado mg m^{-2} d^{-1}	*e*PE Obs. (Mod.)
A) E. Ensenada (300) 2012	116.416° W 31.401° N	180	2482	146 (86)	172	0.06 (0.07)
B) C. San Lázaro (400) 1996, 1998	112.437° W 25.140° N	96,180	1491	21 (10), 3 (3)	185	0.01 (0.12)
C) C. Guaymas (500) 1990-1996	111.666° W 27.883° N	2117	1245	20 (10)	180	0.02 (0.14)
D) C. Alfonso (300) 2002-2011	110.605° W 24.662° N	3101	1173	52 (29)	112	0.04 (0.10)
E) Mazatlán (500, 600) 2015-2019	106.738° W 23.031° N	1405	788	NP	107	(0.14)
F) G. Tehuantepec (500) 2006-2008	95.050° W 15.100° W	665	407	20 (21)	159	0.05 (0.39)
G) Perdido (1000) 2016-2017	96.072° W 25.431° N	378	934	NP	18	(0.02)
H) Coatzacoalcos (1000) 2016-2017	94.060° W 19.387° N	378	421	NP	19	(0.05)

La profundidad (m) a la que se instaló la trampa se indica entre paréntesis. A) García-Romero *et al*., 2015; B) Silverberg *et al*., 2004; C) Thunell, 1998; D) Silverberg *et al*., 2014; F) Machain-Castillo *et al*., 2009; E, G y H) No publicados (NP).

En la Figura 5 se muestran el comparativo de las series de tiempo de la PPN obtenidas sobre la ubicación de las trampas de sedimento. El análisis indica diferencias estadísticas entre las localidades ($H=867.315$, $p<0.001$). La prueba *a posteriori* (Tukey, $p<0.05$) indica 6 agrupamientos diferentes, con el primer grupo formado únicamente por la estación de Ensenada. Dicha estación muestra la mayor productividad, con una mediana de ~2 g C m^{-2} d^{-1} (intervalo de 1 a 4.9 g C m^{-2} d^{-1}), y con eventos intensos ocasionales que alcanzan los 9 g C m^{-2} d^{-1}. El segundo grupo se conforma por las series de C. San Lázaro y C. Guaymas, con una mediana entre 1.2-1.4 g C m^{-2} d^{-1}, y con un intervalo de 0.5 a 3 y 0.5 a 2.2 g C m^{-2} d^{-1} respectivamente. Cuenca Alfonso forma un grupo único, con una mediana de 1100 mg C m^{-2} d^{-1}, y con eventos de enriquecimiento que alcanzan los 4.2 g C m^{-2} d^{-1}. Las tres agrupaciones restantes se conforman por Perdido y Coatzacoalcos (un solo grupo) y Mazatlán y Tehuantepec como grupos separados. Sus valores se encuentran por debajo de los 0.75g C m^{-2} d^{-1}.

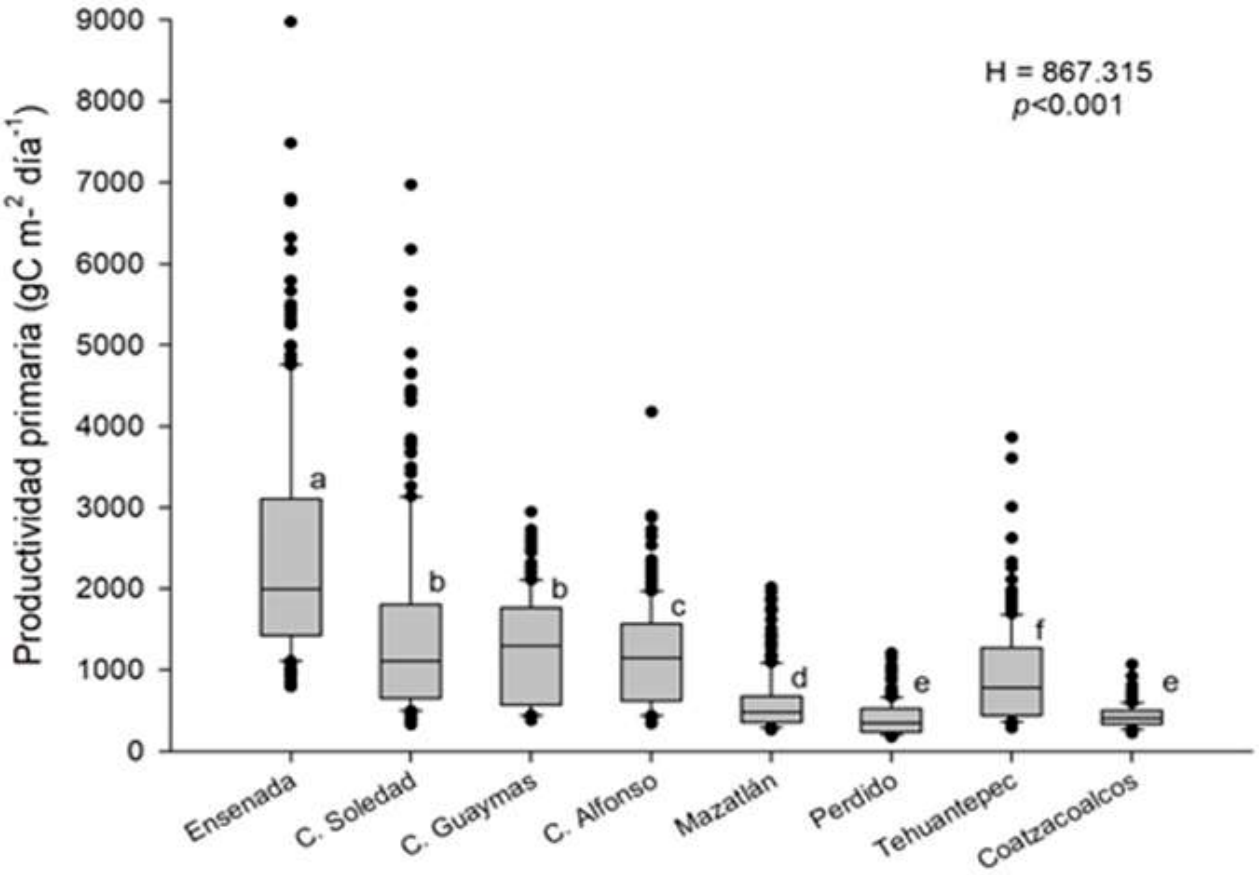

Figura 5. Gráficas de caja y bigotes para cada serie de tiempo de la PPN estimada sobre las trampas de sedimentos.
Las letras indican los agrupamientos obtenidos de la prueba *a posteriori* de Tukey realizada al 95% de confianza.

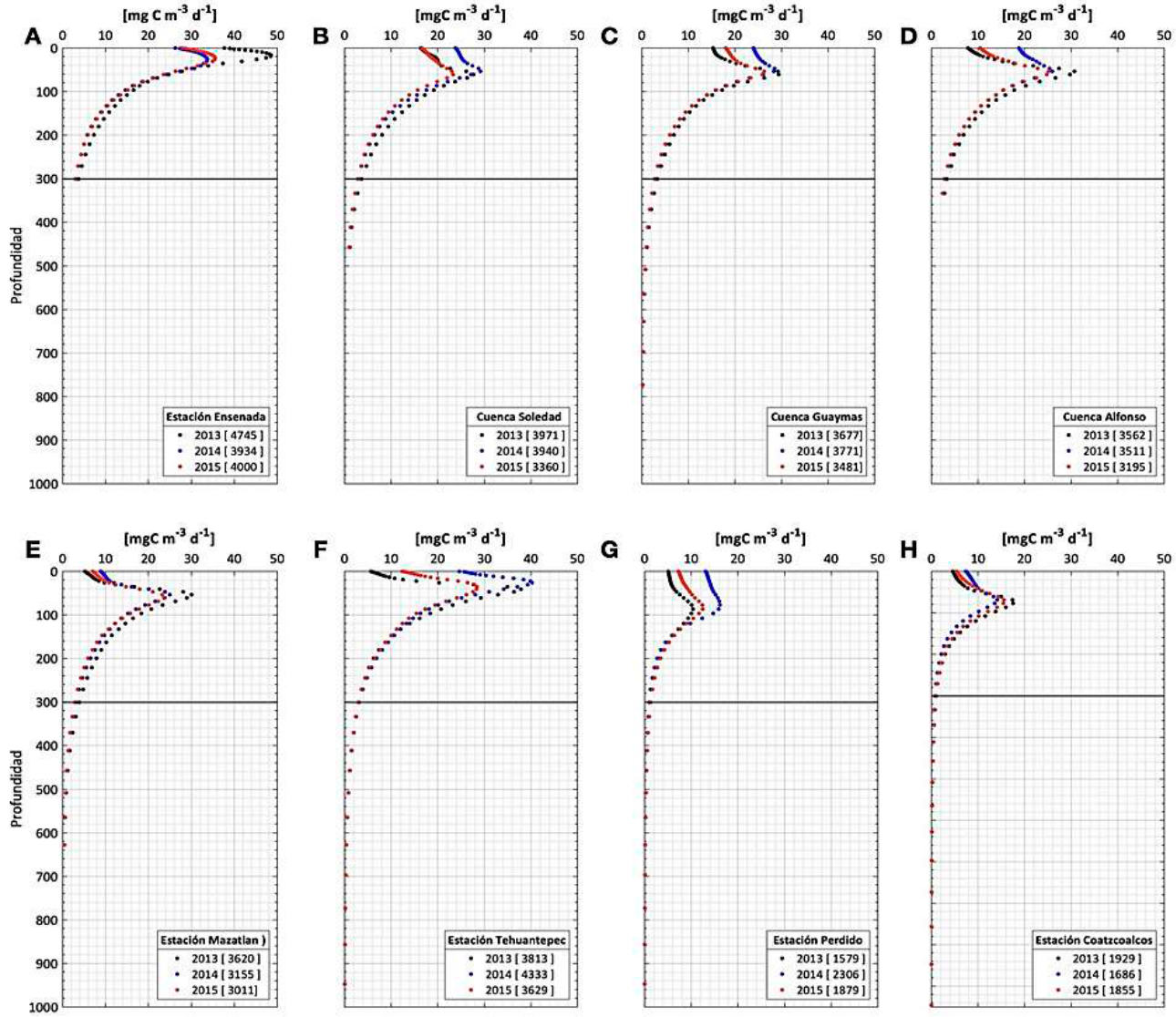

Figura 6. Perfiles verticales del Carbono orgánico (C_{org}) en mg C m^{-3} d^{-1}.
Los perfiles se estiman a partir del ajuste Gaussiano para los observatorios con trampas de sedimentos instaladas en aguas mexicanas. En la leyenda se muestran los valores integrados (hasta 300 m) de los perfiles para cada estación entre 2013 y 2015.

Los perfiles verticales (en mg C $m^{-3}d^{-1}$) derivados del ajuste del modelo Gaussiano para las ocho estaciones y la estimación del C_{org} integrado se muestra en la Figura 6. Los resultados indican un grupo con variabilidad interanual similar. En este grupo, compuesto por las estaciones del Golfo de California y del Pacífico Norte, los valores son mayores en 2013 con respecto a los dos años siguientes. Esto fue generado, presumiblemente, por el efecto negativo de "The Warm Blob" que arribó a la zona en 2014. Este decremento no ocurre en las estaciones del Golfo de México, incluso, en la estación Perdido se obtuvo un valor mayor (en 30%) en 2014 respecto al año previo. Otra característica notoria es que la mayor parte del C_{org} se remineraliza en los primeros 100 m de profundidad y el flujo desciende a cerca de cero por debajo de los 300 m que es la profundidad más somera a la que se ha instalado una trampa de sedimentos de series de tiempo en el país.

Conclusiones

En todos los mares de México se fijan por fotosíntesis alrededor de 594 millones de toneladas de Carbono anualmente lo que equivale a aproximadamente el 1.2% de la PPN global. De las siete regiones, la más productiva, en relación a su tamaño, es el Golfo de California que contribuye con 106 millones de toneladas de Carbono al año. En contraste, la región más oligotrófica es el Mar Caribe que aporta menos del 1% de la PPN total.

El flujo de Carbono orgánico (fC_{org}) determinado por trampas de sedimentos es menor al estimado por el modelo y difieren hasta por un factor de 9. Por lo tanto, los valores de la Producción Exportada estimada a través de los datos modelados (78.1 millones de toneladas al año) aún no pueden ser considerados en un balance real. La eficiencia de la Producción Explotada en las trampas de sedimentos es moderada (>0.2-<0.2) y se intensifica más con los datos del flujo de carbono orgánico modelado llegando a ser muy alta (>0.39).

Esta diferencia entre lo estimado y lo medido -y el hecho de que los modelos usados, a nivel global, para estimar la PE dan resultados muy diversos- es una evidencia fuerte de la necesidad de mantener los actuales observatorios con trampas de sedimentos de series de tiempo y adicionar otros más en sitios estratégicamente ubicados.

Agradecimientos

Un reconocimiento especial a la Secretaría de Investigación y Posgrado del IPN por la subvención otorgada a los proyectos vigentes. Agradecimiento al Laboratorio Servant del CICESE Unidad La Paz.

Literatura citada

Bakun, A., y C.S. Nelson (1977). Climatology of upwelling related processes off Baja California. CALCOFI Rep. (1 July 1975 to 30 June 1976), 19: 107-127.

Barton, E.D., M. F. Lavín y A. Trasviña. 2009. Coastal circulation and hydrography in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, during winter. Cont. Shelf Res. 29: 485–500.

Behrenfeld M, Falkowski P. 1997. A consumer's guide to phytoplankton primary productivity models. Limnol. Oceanogr. 42: 1479–1491.

Bopp, L., Resplandy, L., Orr, J. C., Doney, S. C., Dunne, J. P., Gehlen, M. and Tjiputra, J., 2013. Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: projections with CMIP5 models. Biogeosciences, 10, 6225-6245.

Cervantes-Duarte, R., R. Prego, S. López-López, F. Aguirre-Bahena, y N. Ospina-Álvarez. (2013). Annual patterns of nutrients and chlorophyll in a subtropical coastal lagoon under the upwelling influence (SW of Baja-California Peninsula). Estuarine Coast. Shelf Sci.120, 54–63. doi: 10.1016/j.ecss.2013.01.020

Douglas, M., R. Maddox y K. Howard. 1993. The Mexican Monsoon. Journal of Climate, Vol. 6, 1665-1677.

Enríquez, C., y Mariño-Tapia, I. 2014. Mechanisms Driving a Coastal Dynamic Upwelling. Proceedings of the 17th Physics of Estuaries and Coastal Seas (PECS) conference, Porto de Galinhas, Pernambuco, Brazil, 19 – 24.

Falkowski P.G., Laws E.A., Barber R.T., Murray J.W. (2003) Phytoplankton and Their Role in Primary, New, and Export Production. In: Fasham M.J.R. (eds) Ocean Biogeochemistry. Global Change — The IGBP Series (closed). Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-55844-3_5

Fu, Q., Posth, C., Hajdinjak, M. *et al*. The genetic history of Ice Age Europe. Nature 534, 200–205 (2016). https://doi.org/10.1038/nature17993.

García-Romero, F. de J. 2015. Contribución al flujo de carbonato de calcio de cocolitóforos y foraminiferos planctonicos frente a la costa de Ensenada, B.C. Tesis de Maestría en Ciencias en Manejo de Recursos Marinos, CICIMAR-IPN 77p.

Henson, S. A., Sanders, R., Madsen, E., Morris, P. J., Le Moigne, F., and Quartly, G. D., 2011. A reduced estimate of the strength of the ocean's biological carbon pump. Geophysical Research Letters, 38, L04606. https://doi.org/10.1029/2011GL046735.

Herrera-Silveira, J. A. 2006. Lagunas costeras de Yucatán (SE, México): Investigación, diagnóstico y manejo. Ecotropicos, 19(2): 94 – 108.

Honjo, S., T.I. Eglinton, C.D. Taylor, K.M. Ulmer, S.M. Sievert, A. Bracher, C.R. German, V. Edgcomb, R. Francois, M.D. Iglesias-Rodriguez, B. van Mooy, and D.J. Repeta., 2014. Understanding the role of the biological pump in the global carbon cycle: An imperative for ocean science. Oceanography 27(3):10–16, http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2014.78

Jiménez-Quiroz, MdC, R. Cervantes-Duarte, R. Funes-Rodríguez, S.A. Barón-Campis, FdJ. García-Romero, S. Hernández-Trujillo, D.U. Hernández-Becerril, R. González-Armas, R. Martell-Dubois, S. Cerdeira-Estrada, J.I. Fernández-Méndez, L.V. González-Ania, M. Vásquez-Ortiz M y F.J. Barrón-Barraza. (2019). Impact of "The Blob" and "El Niño" in the SW Baja California Peninsula: Plankton and Environmental Variability of Bahia Magdalena. Front. Mar. Sci. 6:25.doi: 10.3389/fmars.2019.00025

Laws, E. A., Falkowski, P. G., Smith, W. O., Ducklow, H., and McCarthy, J. J. 2000, Temperature effects on export production in the open ocean, Global Biogeochem. Cycles, 14(4), 1231– 1246, doi:10.1029/1999GB001229.
Laufkötter, C., Vogt, M., Gruber, N., Aita-Noguchi, M., Aumont, O., Bopp, L., and Hauck, J., 2015. Drivers and uncertainties of future global marine primary production in marine ecosystem models. Biogeosciences, 12, 6955-6984.
Laws, E. A., Falkowski, P. G., Smith, W. O., Ducklow, H., and McCarthy, J. J. 2000, Temperature effects on export production in the open ocean, Global Biogeochem. Cycles, 14(4), 1231– 1246, doi:10.1029/1999GB001229.
Linero-Cueto, J.R., Zaytsev, O., 2020. Vertical structure and seasonal variability of the shelf currents off Bahía Magdalena, Mexico in 2011–2012: ADCP measurements. Reg. Stud. Mar. Sci., 34, 101-165.
López-Sandoval, DC, Lara-Lara, JR, Lavín, MF, Álvarez-Borrego, S, y Gaxiola-Castro, G. 2009. Productividad primaria en el Pacífico oriental tropical adyacente a Cabo Corrientes, México. Ciencias marinas, 35(2), 169-182.
Machain-Castillo M. L., F. Nava-Fernández, R. Gío-Argáez, R. Thunell, E. Tappa, G. González-Chávez y L. Bárbara Cuesta-Castillo. 2009. Flujos de masa total y carbono en el golfo de Tehuantepec asociados a surgencias durante el período de febrero de 2006 a febrero de 2007. Cartel: Primer Simposio Internacional del Carbono en México. INE and PMC, Ensenada, BC, 7-9 octubre.
Merino, M. 1997. Upwelling on the Yucatan Shelf: hydrographic evidence. Journal of Marine Systems, 13: 101 – 121.
Morel, A., Antoine, D., 2002. Small critters--big effects. Science, 296(5575), 1980 -1982.
Muller-Karger, F. E., Varela, R., Thunell, R., Luerssen, R., Hu, C., and Walsh, J. J., 2005. The importance of continental margins in the global carbon cycle. Geophysical research letters, 32(1).
Parekh, P., Dutkiewicz, S., Follows, M. J., and Ito, T., 2006. Atmospheric carbon dioxide in a less dusty world. Geophysical research letters, 33(3).
Platt T, Sathyendranath S. 1988. Oceanic primary production: Estimation by remote sensing at local and regional scales. Science 241: 1613-1620.
Sabine, C. L., Feely, R. A., Gruber, N., Key, R. M., Lee, K., Bullister, J. L., and Millero, F. J. 2004. The oceanic sink for anthropogenic CO_2. Science, 305(5682), 367-371.
Silverberg, N., F. Aguirre-Bahena and A. Mucci. 2014. Time-series measurements of settling particulate material in Alfonso Basin, La Paz Bay, southwestern Gulf of California. Continental Shelf Research 84:168-187
Silverberg, N., A. Martínez-Lopez, S. Agúiñiga, J.D. Carriquiry, N. Romero, E. Choumiline and S. Soledad Cota. 2004. Contrasts in sedimentation flux below the southern California Current between late 1996 and during the El Niño event of 1997-98. Estuarine, Coastal and Shelf Science 59:575-587.
Steinacher, M., Joos, F., Frölicher, T. L., Bopp, L., Cadule, P., Cocco, V., and Schneider, B., 2010. Projected 21st century decrease in marine productivity: a multi-model analysis. Biogeosciences, 7(3), 979-1005.
Thunell, R.C. 1998. Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: A response to climate forcing. Deep-Sea Res. 45:2059–2083.
Trasviña, A, E. D. Barton, J. Brown, H. S. Vélez, P. M. Kosro y R. L. Smith. 1995. Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: The asymmetric circulation. J. Geophys. Res. 100(C10): 20649–20663.
Turrent, C., y O. Zaitsev. 2014. Seasonal cycle of the near-surface diurnal wind field over the Bay of La Paz, Mexico. Bound. Lay. Meteorol. 151, 353-371.
Zavala-Hidalgo, J., A. Gallegos-García., B. Martínez-López, S. L. Morey., y J. J. O'Brien. 2006. Seasonal upwelling on the Western and Southern Shelves of the Gulf of Mexico. Ocean Dynamics, 56. 333 – 338.
Zaytsev, O., R. Cervantes-Duarte, O, Montante, A, Gallegos-Garcia. 2003. Coastal Upwelling Activity on the Pacific Shelf of the
Baja California Peninsula. Journal of Oceanography, Vol. 59, pp. 489 to 502.
Zaitsev, O, A. Trasviña-Castro, J. Linero-Cueto, G. Gaxiola-Castro y J. Cepeda-Morales. 2014. Oceanographic conditions over the continental shelf off Magdalena Bay (Mexico) in 2011–2012. Ciencias Marinas, 40(2): 89–112.
BP STATISTICAL REVIEW OF WORLD ENERGY, 2020 69th Edition. https://www.bp.com/content/dam/bp/business-sites/en/global/corporate/pdfs/energy-economics/statistical-review/bp-stats-review-2020-full-report.pdf
CONABIO http://www.conabio.gob.mx
FORO ECONÓMICO MUNDIAL, 2019. https://www.ejecentral.com.mx/foro-economico-mundial-2019-mexico-examen-davos/
GLOBAL CARBON BUDGET, 2019. https://essd.copernicus.org/articles/11/1783/2019/
INEGI.https://www.inegi.org.mx/inegi/spc/doc/internet/1-geografiademexico/man_refgeog_extterr_vs_enero_30_2088.pdf
NOAA. https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo1_ocean_volumes.html
ORCA http://gws-access.jasmin.ac.uk/public/nemo/
SEMARNAT. https://www.gob.mx/semarnat/articulos/oceanos-y-mares-de-mexico
UNIVERSIDAD DE OREGON http://sites.science.oregonstate.edu/ocean.productivity/).

5.10. Climatología del Golfo de Tehuantepec y su efecto en el aprovechamiento del carbono inorgánico disuelto en la actividad biológica en cuatro bahías del Parque Nacional Huatulco, durante la temporada de Tehuanos, 2020

Campiran-Martínez Estefany J.[1]; Chapa-Balcorta Cecilia [2]; Espinosa-Carreón T. Leticia[3]; Leal-Acosta María L.[4]; Hernández-Ayón J. Martín[5]

[1]Postgrado en ciencias: Ecología Marina, Universidad del Mar campus Puerto Ángel. Ciudad Universitaria SN, C.P.70902 Puerto Ángel, Oaxaca
[2]Instituto de Recursos, Universidad del Mar campus Puerto Ángel. Ciudad Universitaria SN, C.P.70902 Puerto Ángel, Oaxaca.
[3]Instituto Politécnico Nacional, Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional Unidad Sinaloa (CIIDIR), Bulevar Juan de Dios Bátiz Paredes No.250, Col. San Joachin, en Guasave C.P.81100, Sinaloa.
[4]Instituto de Industrias, Universidad del Mar campus Puerto Ángel. Ciudad Universitaria SN, C.P.70902 Puerto Ángel, Oaxaca.
[5]Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California. Carretera Ensenada-Tijuana No. 3917, C.P. 22860 en Ensenada, Baja California.
Autor para correspondencia: cecychb@angel.umar.mx

Resumen

En el Golfo de Tehuantepec se reportan vientos conocidos como “nortes” o “Tehuanos” y son considerados importantes promotores de la actividad biológica de la región, al provocar la mezcla vertical de la columna de agua, que acarrean carbono inorgánico disuelto (CID) a la superficie. Se realizó la climatología del Golfo de Tehuantepec para un periodo de 16 años 8 meses por medio de imágenes satelitales mensuales de agosto del 2002 a marzo del 2020 del sensor MODIS-Aqua. En la climatología de la temperatura superficial del mar (TSM) se observó la disminución a partir de octubre hasta abril, la temperatura menor se registró en febrero (27.44 ±0.58 °C) y la mayor en agosto (30.58±0.43 °C). En la climatología de clorofila (Cla_{SAT}), se observó que, en la zona de estudio, en diciembre se presentó una concentración mayor de clorofila (3.77±2.9 mg m^{-3}) y en julio la menor (0.29±0.22 mg m^{-3}), por lo que se aprecia el efecto de los vientos en la fertilización de la zona de estudio. En febrero del 2020 se tomaron muestras de CID en cuatro Bahías a cuatro profundidades del Parque Nacional Huatulco, además de imágenes diarias de Cla_{SAT} del día de muestreo. Se puede observar que la bahía con la mayor concentración de CID es Bahía Maguey que es mayormente influenciada por los vientos. La concentración de CID osciló de 1922 a 2083 µmol kg^{-1}, la mayor concentración se registró a los 30 m de profundidad en Bahía Maguey, la bahía con menor concentración de CID fue en Bahía Dos Hermanas.

Palabras clave: *clorofila; vientos tehuanos; Golfo de Tehuantepec; carbono inorgánico disuelto; temperatura superficial del mar.*

Abstract

In the Gulf of Tehuantepec, strong winds occur from october to april, known as "nortes" or “Tehuanos". These winds are considered an important controller of the biological activity in the region, due to vertical mixing of the water column, which brings along dissolved inorganic carbon (DIC) to the surface. A climatology of the Gulf of Tehuantepec was carried out from a data span of 16 years 8 months by means of monthly satellite images from august 2002 to march 2020 from the MODIS-Aqua sensor. The climatology of sea surface temperature (SST) shows a decrement observed from october to april, the lowest temperature was recorded in february (27.44 ±0.58 °C) and the highest in august (30.58±0.43 °C). The chlorophyll climatology ($Chla_{SAT}$), shows that December is the month with the highest concentration of chlorophyll (3.77 ± 2.9 mg m^{-3}) while july has the lowest (0.29 ± 0.22 mg m^{-3}). The effect of winds on the fertilization of the study area is appreciated. DIC samples were taken in four bays at the Huatulco National Park. The daily $Chla_{SAT}$ image of the sampling day was also used. The results show that Maguey

bay had the highest concentration of DIC, probably due to influence of Tehuano winds. The DIC concentration ranged from 1922 to 2083 µmol kg^{-1}, the highest concentration was recorded at 30 m depth in Bahía Maguey, the bay with the lowest concentration of DIC was in Bahía Dos Hermanas.

Key words: *chlorophyll; Tehuano winds; Gulf of Tehuantepec; dissolved inorganic carbon; sea surface temperature.*

Introducción

En México desde 1928 (Hurd, 1929), se reportan en el golfo de Tehuantepec vientos conocidos como "nortes" o "Tehuanos" formados por la diferencia presiones en el golfo de México y Océano Pacífico, que pasan a través del Istmo de Tehuantepec, dichos vientos pueden durar horas o incluso días y alcanzan una velocidad mayor a 20 m s^{-1} (Barton *et al*., 1993, Trasviña *et al.,* 1995). Estos vientos provocan un descenso de la temperatura superficial del mar (TSM). Esto ocurre cada año en un periodo de octubre a abril con máximos en noviembre y enero (Lluch, 1997). Este proceso trae agua subsuperficial subtropical rica en carbono a la superficie, que incrementa el flujo de CO_2 hacia la atmósfera (Franco *et al.,* 2014) y a su vez el incremento de la actividad biológica de la región **(**Lunch *et al*., 1997, Färber *et al*., 2004). En la región de bahías de Huatulco, como resultado de los Tehuanos, se registra un ascenso de agua rica en carbono, y la influencia de la actividad biológica por lo que puede disminuir la concentración de CID en la zona eufotica.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El estudio se llevó en el Parque Nacional Huatulco (PNH) en las bahías Dos hermanas, La india, Cacaluta y Maguey en el estado de Oaxaca (Figura 1) en el mes de febrero del 2020.

Metodología

Se tomaron muestras de agua de mar en cuatro estaciones por transecto, con una botella Niskin de 5 l a 0, 10, 20 y 30 m de profundidad. Se almacenaron en botellas de 500 ml de borosilicato de alta densidad, se fijaron con 0.1 ml de una solución saturada de $HgCl_2$ posteriormente fueron selladas con grasa Apiezon y ligas de nylon (Dickson *et al.*, 2007). El CID se analizó por coulometría con el método descrito por Johnson *et al.* (1987) evaluado con material de referencia certificado producido por el Dr. Andrew Dickson de Scripps Institution of Oceanography. Se obtuvieron imágenes Cla_{SAT} y TSM del periodo 2002-2020 del sensor AQUA-Modis. Las figuras se procesaron mediante el programa WIM (Window Image Manager).

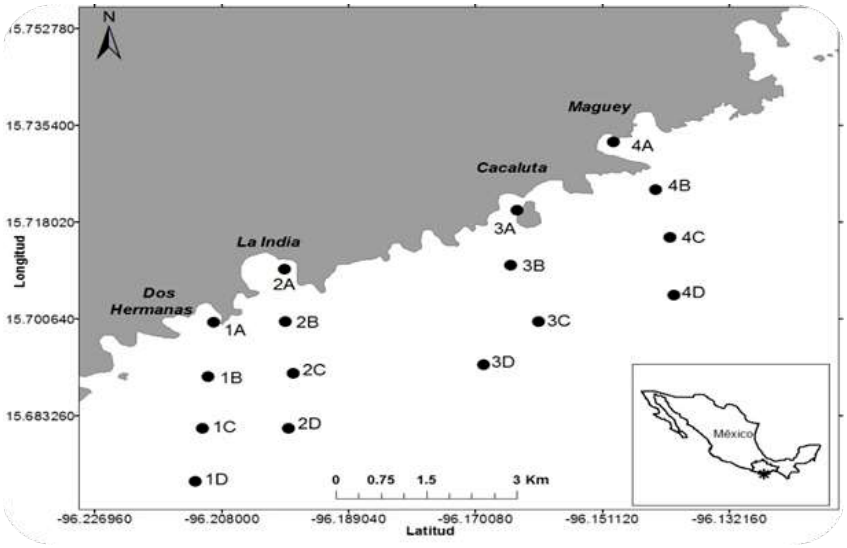

Figura 1. Localización de la retícula de muestreo área de estudio en el Parque Nacional Huatulco.

Resultados y Discusión

Condiciones oceanográficas a escala regional

Al ser una región altamente dinámica las condiciones a nivel regional tienen impactos directos en las condiciones locales de la zona costera del PNH., como se observa en la Figura 2 se puede el mes de febrero es uno de los meses con mayor influencia de los vientos Tehuanos en el Golfo de teahuntepec.

Este comportamiento es similar a lo reportado por Sun y Yu (2006). Ellos concluyen que la TSM esta influenciado por los vientos Tehuanos provoca un afloramiento en la zona (Barton *et al*., 1993, Lluch 1997; Trasviña *et al.,* 1995) (Figura 2).

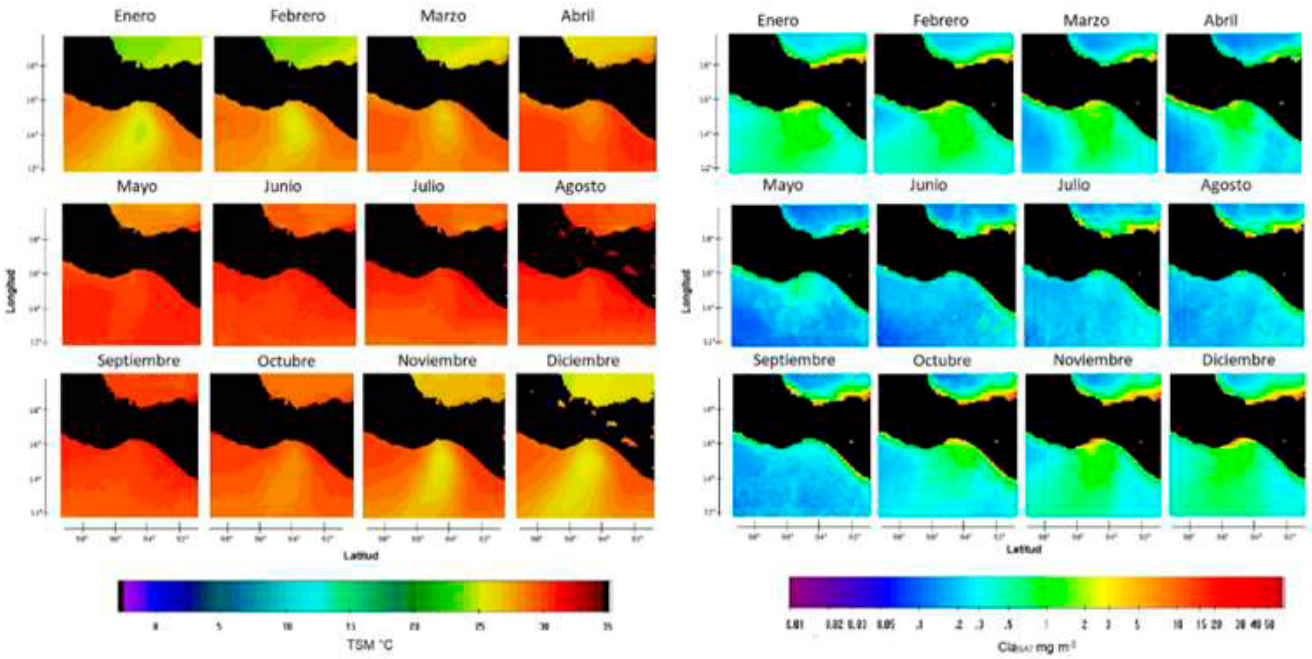

Figura 2. Climatología de la temperatura superficial del mar (°C) y clorofila satelital promedio mensual (mg m-3) durante el periodo agosto, 2002-marzo, 2020.

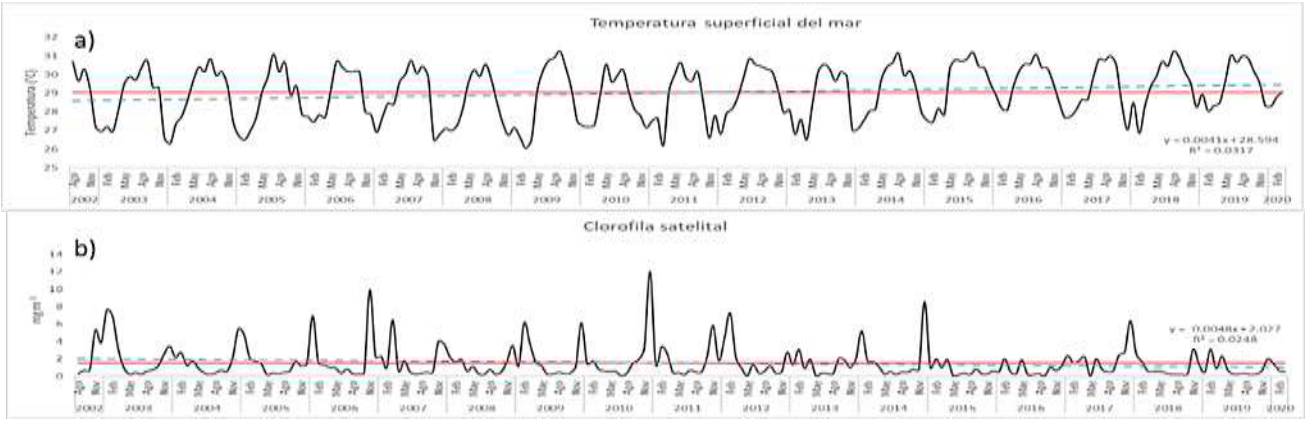

Figura 3. Variabilidad temporal de la a) temperatura superficial del mar y b) ClaSAT en la costa del PNH a partir de agosto del 2002 hasta marzo del 2020, en rojo se muestra el promedio y en azul línea de tendencia. (15°42'19N, -96° 12'33''O).

Condiciones Oceanográficas en el PNH

En la Figura 3a se puede observar la variación temporal de la zona de estudio en un periodo de 16 años 8 meses, con una temperatura promedio de 29.02±1.39 °C, la temperatura fluctuó de 26.05 °C a 31.25 °C. Los mínimos de temperatura y máximos de clorofila se observan durante la temporada de vientos Tehuanos. La línea de tendencia indica que la temperatura superficial del mar se ha incrementado lentamente en el intervalo de tiempo analizado (Figura 3a).

A partir del mes de octubre se observa incremento de la Cla_{SAT} (Figura 3b) que probablemente esté favorecido por el incremento de carbono y nutrientes en la zona provocados por la mezcla de la cloumna de agua (Lunch *et al*., 1997, Färber *et al*., 2004). Si observamos la Figura 3b se observa que a partir de mayo hay una disminución de la Cla_{SAT}. Esto podría estar relacionado con la disminución de los vientos con valores mínimos de mayo a junio (~ 7.0 ms $^{-1}$), Romero-Centeno *et al*., (2003). En la zona de estudio se observó la concertación de Cla_{SAT} vario de 0.01 a 12.03 mg m^{-3} con un promedio de 1.5±1.8 mg m^{-3} (Figura 3b) en el periodo de estudio. Lara-Lara (2005) para la zona más cercana a bahías de Huatulco reporta un valor de 3.6 mg m^{-3} de clorofila.

La mayor concentración de CID se observó a los 30 m de profundidad en bahía Maguey (2083 µmol kg^{-1}) mientras que por arriba de los 10 m las concentraciones de CID disminuyeron con valores que van de 1920-1976 µmol kg^{-1} (Figura 4) en esta región son escasos los datos de CID durante temporada de vientos Tehuanos sin embargo Chapa *et al.* (2015) reporta en condiciones post-Tehuanos (junio-julio) un incremento de CID ($\sim$2400 µmol kg^{-1}) de igual forma en esta época del año se presentó el máximo flujo de CO_2 hacia la atmósfera y de acuerdo a la climatología las condiciones pos-tehuanos son condiciones oligotróficas. Los valores superficiales son similares a lo reportado por Pérez Ruiz (2019) para la zona costera de Huatulco. Mientras que los valores reportados a 30 m son menores. Si bien en la zona de estudio existe poca información sobre el efecto de los organismos fotosintéticos en la dinámica del CID, ha sido documentada la capacidad que tienen los microorganismos fotosintéticos para disminuir la presión parcial del CO_2. Un ejemplo de esto es en la surgencia provocada en la corriente de California donde la actividad biológica puede disminuir la concentración de CID hasta un 70% en la capa de mezcla (Fassbender *et al.,* 2011). Por lo que, en el Golfo de Tehuantepec, al tener eventos de mezcla, y surgencias estacionales el incremento asimilación de CID por organismos fotosintéticos podría disminuir la presión parcial del CO_2 en el área de estudio durante la temporada de Tehuanos.

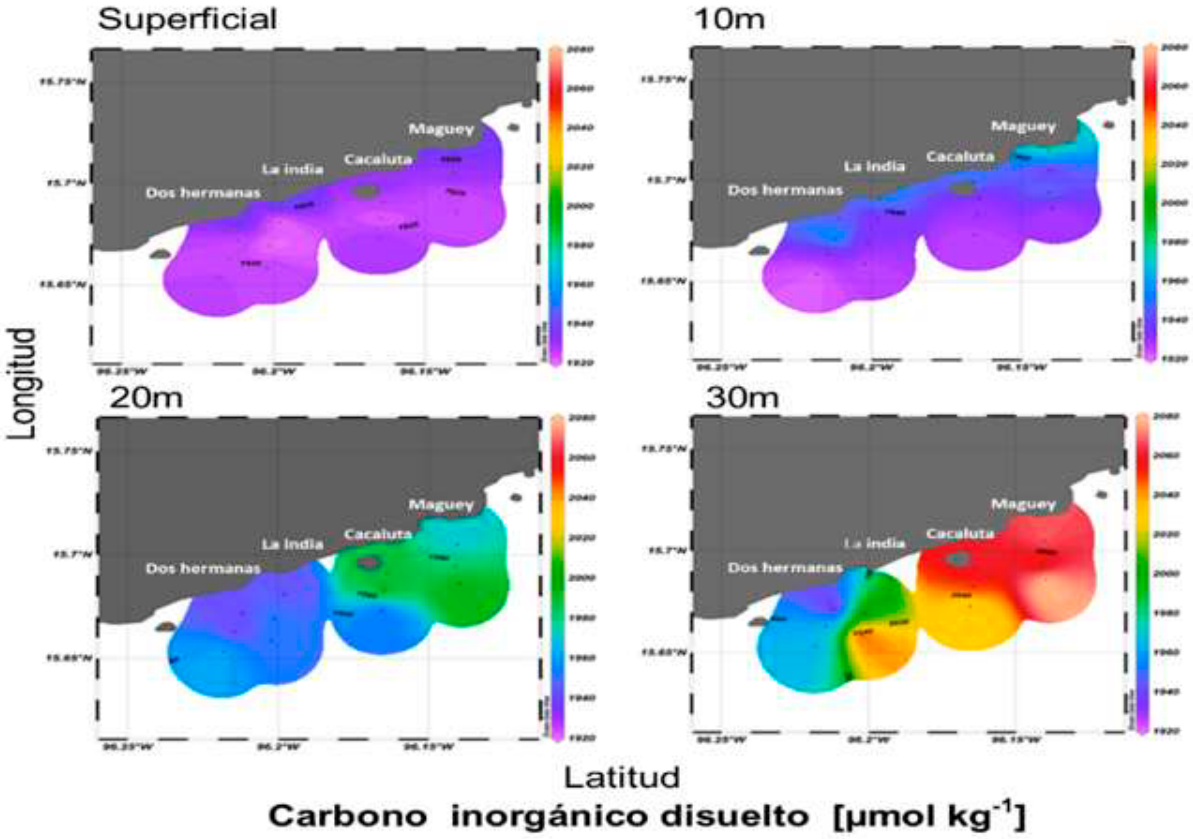

Figura 4. Carbono inorgánico disuelto (µmol kg-1) tomado de cuatro bahías del Parque Nacional Huatulco.

Por otra parte, como se observa en la Figura 3b hay una tendencia a disminuir concentración de la Cla_{SAT} a lo largo del tiempo analizado, autores como Moore *et al.,* (2018) indican que el incremento de la temperatura podría modificar la bioquímica de los océanos, limitando la disponibilidad de nutrientes en la columna de agua y, en consecuencia, una disminución de la biomasa fitoplactónica.

Conclusiones

Los eventos "nortes" o Tehuanos influyen directamente en las características de la columna de agua del Golfo de Tehuantepec mientras que en verano las condiciones del Golfo son oligotróficas, la ocurrencia de los vientos hace que esta zona sea productiva al incrementar la actividad biológica, pasando de oligotrófica a eutrófica durante el invierno.

En la zona del PNH durante la temporada estudiada, el incremento de organismos fotosintéticos podría ser un amortiguador de la acidificación aprovechando el CID actuando como bomba biológica ya que es la temporada donde hay mayor afloramiento en el Golfo de Tehuantepec.

Agradecimientos

Al proyecto "Programa de monitoreo permanente de la acidificación del océano y su efecto en la calcificación de los corales formadores de arrecifes en México" (Proyecto SEMARNAT-CONACYT clave 278637), al laboratorio de Dinámica Costera de la Universidad del Mar y al laboratorio de Oceanografía química del Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California. CMEJ es becaria del programa Becas Nacionales de CONACYT (Beca número 728363).

Literatura citada

Barton, E. D., Argote, M. L., Brown, J., Kosro, P. M., Lavin, M., Trasviña, A., ... and Smith, R. L. 1993. Supersquirt: dynamics of the Gulf of Tehuantepec, México.

Chapa-Balcorta, C., Hernandez-Ayon, J. M., Durazo, R., Beier, E., Alin, S. R., and López-Pérez, A. 2015. Influence of post-Tehuano oceanographic processes in the dynamics of the CO_2 system in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. Journal of Geophysical Research: Oceans 120:7752-7770.

Dickson, A. G., Sabine, C. L., and Christian, J. R. 2007. Guide to best practices for ocean CO_2 measurements. North Pacific Marine Science Organization.

Färber-Lorda, J., Lavín, M. F., and Guerrero-Ruiz, M. A. 2004. Effects of wind forcing on the trophic conditions, zooplankton biomass and krill biochemical composition in the Gulf of Tehuantepec. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 51:601-614.

Fassbender, A. J., Sabine, C. L., Feely, R. A., Langdon, C., and Mordy, C. W. 2011. Inorganic carbon dynamics during northern California coastal upwelling. Continental Shelf Research 31:1180-1192.

Franco, A. C., Hernández-Ayón, J. M., Beier, E., Garçon, V., Maske, H., Paulmier, A., ... and Sosa-Ávalos, R. 2014. Air-sea CO_2 fluxes above the stratified oxygen minimum zone in the coastal region off Mexico. Journal of Geophysical Research: Oceans 119:2923-2937.

Hurd, W. E. 1929. Northers of the Gulf of Tehuantepec. Mon. Wea. Rev 57:192-194.

Hurd, W. E. 1929. Northers of the Gulf of Tehuantepec. Mon. Wea. Rev, 57:192-194.

Johnson, K.M., Sieburth, J.M., Williams, P.J.LeB, and Brandstrom, L.,1987. Coulometric total carbon-dioxide analysis for marine studies: automation and calibration. Mar. Chem 21:117–133.

Lara-Lara, J.R. y Bazán-Guzmán C. 2005. Distribución de clorofila y producción primaria por clases de tamaño en la costa del Pacífico mexicano. Ciencias Marinas 31: 11–21. Lluch Cota, S. E., Müller-Karger, F. E., Santamaría del Ángel, E. M., Álvarez Borrego, S., and Hernández Vázquez, S. 1997. El Golfo de Tehuantepec y áreas adyacentes: variación espacio temporal de pigmentos fotosintéticos derivados de satélite. Ciencias Marinas 23:329-340.

Moore, J. K., Fu, W., Primeau, F., Britten, G. L., Lindsay, K., Long, M., ... and Randerson, J. T. 2018. Sustained climate warming drives declining marine biological productivity. Science 359:1139-1143.

Romero-Centeno, R., Zavala-Hidalgo, J., Gallegos, A., and O'Brien, J. J. 2003. Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. Journal of Climate 16:2628-2639.

Ruiz Pérez P. G. 2019. Efecto del Río Copalita sobre el sistema de carbonatos en Bahías de Huatulco Oaxaca. Tesis de licenciatura. Carrera de Oceanología Universidad del Mar 66 p.

Sun, F., and Yu, J. Y. 2006. Impacts of Central America gap winds on the SST annual cycle in the eastern Pacific warm pool. Geophysical research letters, 33:1-4 DOI:10.1029/2005GL024700.

Trasviña, A. Barton, E., Velez, H., Kosro, P., and Smith, R.1995. Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: The asymmetric circulation. Journal of geophysical research 100:649-663.

5.11. Dinámica del Sistema de Carbono en la columna de agua en el Sistema Frontal de Baja California Sur durante julio-agosto del 2019

Covarrubias-Caraveo Yamili A.[1]; Espinosa-Carreón T. Leticia[1]; Hernández-Ayón J. Martín[2]; De la Cruz-Ruiz A. Itahi[1]; Morales-Gutiérrez Selene C.[3] y Martínez-Magaña Víctor H.[4]

[1]Instituto Politécnico Nacional, Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional Unidad Sinaloa. Boulevard Juan de Dios Bátiz Paredes #250, Col San Joachín, CP 81101, Guasave, Sinaloa.
[2]Instituto de Investigaciones Oceanológicas (IIO), Universidad Autónoma de Baja California. Apartado Postal 453, CP 2280, Ensenada, Baja California.
[3]CRIAP Puerto Morelos, Matamoros #7, Municipio Benito Juárez, CP 77580, Puerto Morelos, Quintana Roo.
[4]CRIAP Manzanillo, Playa Ventanas s/n, Col. Carretera Manzanillo a Campos Colima, CP 28200, Manzanillo, Colima.
Autor para correspondencia: yamicrb@gmail.com

Resumen

A partir del incremento de las emisiones de CO_2, se ha desarrollado un interés por predecir las condiciones ambientales futuras. El océano es uno de los principales sumideros de CO_2 antropogénico del planeta y es necesario conocer los procesos que interfieren en la interacción océano-atmosfera para poder realizar estas predicciones. El Sistema Frontal de Baja California Sur (SFBCS) está caracterizado por ser una zona con una oceanografía muy dinámica y rica biológicamente, presenta remolinos y frentes térmicos que varían en espacio y tiempo. Existe muy poca información respecto al sistema del carbono en esta zona. El objetivo de este trabajo fue conocer las variaciones de carbono inorgánico disuelto (CID) y alcalinidad total (AT) en la columna de agua. En julio-agosto de 2019 se muestrearon cuatro estaciones, dos en la costa (E04 y E51) y dos oceánicas (E12 y E55), se tomaron alícuotas a diferentes profundidades hasta los 500 m. Se utilizaron imágenes satelitales mensuales del sensor MODIS aqua de temperatura superficial del mar (TSM) y clorofila (Cla_{SAT}). En todas las estaciones, a partir de los 100 se detectó un incremento rápido de los valores de CID. Los valores de CID de la estación E04 fueron los menores en la superficie con una concentración de 1969 $\mu molL^{-1}$, lo que se atribuye al consumo biológico, ya que los niveles de clorofila en esa zona fueron los más altos detectados en las cuatro estaciones. En las estaciones costeras se encontraron los valores más bajos de AT en la superficie con una concentración de 2262 μmol/L (E04) y 2263 μmol/L (E51). El valor máximo de TSM fue de la estación E51 con 27 °C y el mínimo de 21 °C en la estación E04.

Palabras clave: *imagen satelital; carbono inorgánico disuelto; alcalinidad total; Baja California Sur.*

Abstract

The increase in CO_2 emissions has developed an interest in predicting future environmental conditions. The ocean is one of the main sinks of anthropogenic CO_2 on the planet and it is necessary to know the processes that interfere with the ocean-atmosphere interaction in order to make these predictions. The Frontal System of Baja California Sur (SFBCS) is described as being an area with a very dynamic oceanography and, biologically rich, with eddies and thermal fronts that vary in space and time. There is very little information regarding the carbon system in this area. The objective of this work was to know the variations of dissolved inorganic carbon (CID) and total alkalinity (AT) in the water column. In July-August 2019, four stations were sampled, two on the coastal (E04 and E51) and two oceanic (E12 and E55) monitoring water samples until 500 m. Monthly satellite images of the MODIS aqua sensor for sea surface temperature (SST) and chlorophyll (Cla_{SAT}) will be used. In all stations, from 100 onwards, a rapid increase in CID values were detected. The CID values of station E04 were the lowest at the surface

with a concentration of 1969.3 µmol L^{-1} L, which was attributed to biological consumption, and chlorophyll levels in that area were the highest detected in the four stations. At the coastal stations, the lowest AT values were found on the surface with a concentration of 2262 µmol L^{-1} (E04) and 2263 µmol L^{-1} (E51). The maximum value of SST was at station E51 with 27 °C and the minimum of 21 °C in station E04.

Key words: *satellite image; dissolved inorganic carbon; total alkalinity; Baja California Sur.*

Introducción

La atmósfera está constituida por 3 principales gases, los cuales son el nitrógeno (78%), el oxígeno (21%) y argón (~1%), el porcentaje del carbono es de ~0.038% (Álvarez-Borrego, 2007), sin embargo, su importancia radica en que se emite a la atmósfera en grandes cantidades de manera antropogénica y su tiempo de vida en ese sitio es de 5 a 200 años (Cuatecontzi y Gasca, 2004). En la interfaz océano-atmósfera ocurren intercambios de CO_2 de manera rápida. La relación entre la tasa en que el océano y la parte terrestre lo absorben y emiten determina la tasa general de cambio de CO_2 atmosférico. Esta interacción se lleva a cabo en la capa superficial del océano (Falkowski *et al*., 2000).

El sistema de carbono se puede analizar a partir de cuatro variables, las cuales son la alcalinidad total (AT), pH, carbono inorgánico disuelto (CID) y la presión parcial de CO_2 (pCO_2) (Park, 1965). El Sistema Frontal de Baja California Sur (SFBCS) es una región biológicamente rica y con una oceanografía muy dinámica. Esta presenta estructuras de mesoescala en la superficie con frentes térmicos que varían en espacio y tiempo, en ella confluyen masas de agua de distintas densidades y promueven la advección vertical de nutrientes (Bakun, 1996). Aunque la zona norte del SFBCS forma parte del programa IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California) (Chapa-Balcorta *et al*, 2018) en la zona sur existe un hueco de información en lo referente a sistema de carbono.

Materiales y Métodos

En julio-agosto del 2019, a bordo del B/I ¨Dr. Jorge Carranza Fraser¨ del Instituto Nacional de la Pesca (INAPESCA) se realizó un crucero en el SFBCS (Figura 1). Con ayuda de botellas Niskin de 30 L acopladas a una roseta, se tomaron muestras de agua a distintas profundidades (desde la superficie hasta los 500 m), las alícuotas se tomaron en botellas de borosilicato de 125 ml, con cuidado de no burbujear, se le adicionaron 100 µl de una solución saturada de cloruro de mercurio para detener reacciones biológicas. Estas botellas fueron selladas para evitar la evaporación y el intercambio gaseoso y almacenadas en oscuridad a 20 °C hasta su análisis.

Para el análisis de CID se utilizó un analizador de carbono de la compañía Apollo SciTech, modelo AS-C3, V2016 acoplado con un Licor-7000. Previo al análisis, el equipo fue calibrado con sub-estándares y se procuró el no sobrepasar los 4 µmol L^{-1} entre muestras. Durante el análisis, se adicionó una solución de ácido fosfórico (H_3PO4) al 6%, con el fin de convertir el CID en CO_2 para su cuantificación en el Licor-7000 (Dickson y Goyet, 1994). Se utilizó un filtro con perclorato de magnesio ($Mg(ClO4)_2$) con el fin de reducir el vapor de agua. Los resultados obtenidos se cuantificaron como el área bajo la curva en una relación concentración-tiempo. Para el análisis de AT se utilizó un titulador de alcalinidad total de la marca Apollo SciTech modelo AS-ALK2. El equipo se acopló a un sistema de circulación de agua para mantener la temperatura estable (22 ± 1 °C). El equipo fue calibrado previo al análisis utilizando sub-estándares. La muestra de 20 ml se colocó sobre un agitador magnético y cada 30 segundos se añadió una cantidad determinada por el equipo de ácido clorhídrico (HCl) 0.1 M para generar un cambio en el pH, el cual fue registrado mediante un electrodo. Los valores obtenidos se registraron en el software del equipo.

Se utilizaron imágenes satelitales mensuales de clorofila y temperatura superficial del mar del satélite MODIS aqua, con una resolución espacial de 4 km, del mes de agosto de 2019. Estas imágenes fueron procesadas en el software SEADAS.

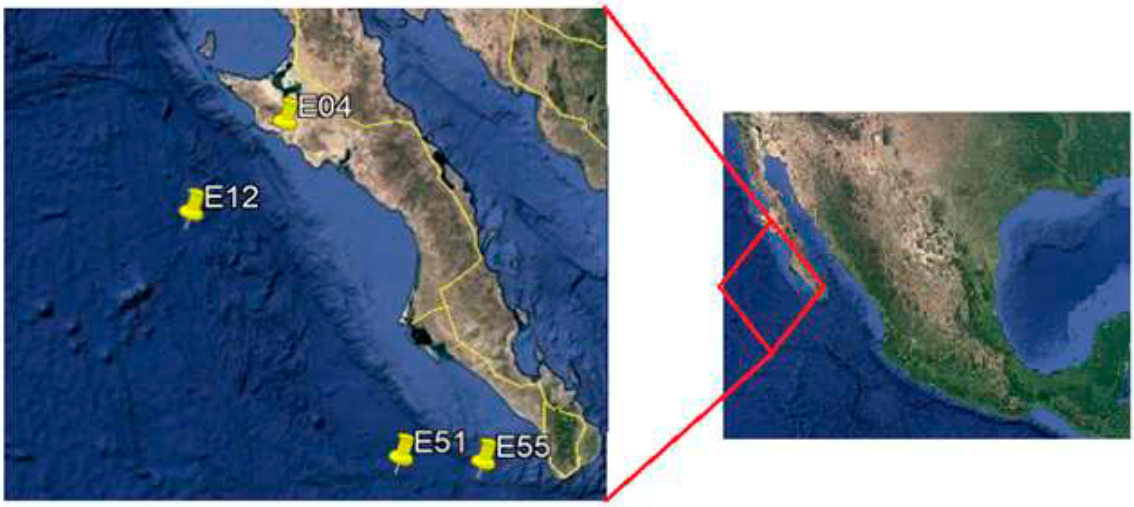

Figura 1. Área de estudio en el Sistema Frontal de Baja California Sur.

Resultados y Discusión

En la estación E04 (Figura 2) la concentración de CID tuvo un descenso en los primeros 25 m de profundidad y comenzó a aumentar después de estos hasta llegar a la concentración máxima a los 500 m. La concentración en la zona superficial (3 m) fue de 1969 µM L^{-1}, mientras que a los 500 m tuvo un valor de 2222 µM L^{-1}. El valor más bajo encontrado fue a los 25 m con una concentración de 1965 µM L^{-1}. Para los valores de AT se encontró el valor más alto a los 500 m, con una concentración de 2315 µM L^{-1}, el valor superficial fue de 2262 µM L^{-1}, hubo un descenso en la concentración desde la zona superficial hasta los 50 m de profundidad en donde se encontró la concentración más baja de 2231 µM L^{-1}.

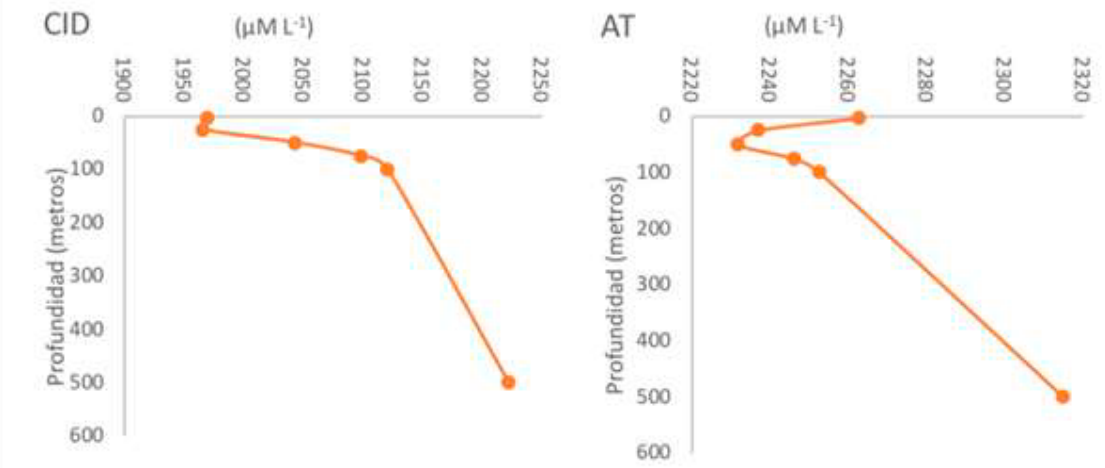

Figura 2. Distribución vertical de carbono inorgánico disuelto (CID) y alcalinidad total (AT) en la estación E04.E04.

En la estación E12 (Figura 3) hubo también un descenso de ambas variables en los primeros metros de profundidad, para el CID el valor superficial fue de 2010 µM L^{-1}, este valor tuvo un descenso hasta los 50 m de profundidad, alcanzando una concentración de 1998 µM L^{-1}, la concentración más alta obtenida fue de 2249 µM L^{-1}. Para la AT hubo un descenso significativo en los primeros 100 m de

profundidad, con un valor de 2241 µM L^{-1}. Su concentración superficial (3 m) fue de 2290 µM L^{-1}. El valor más alto registrado (500 m) fue de 2312 µM L^{-1}.

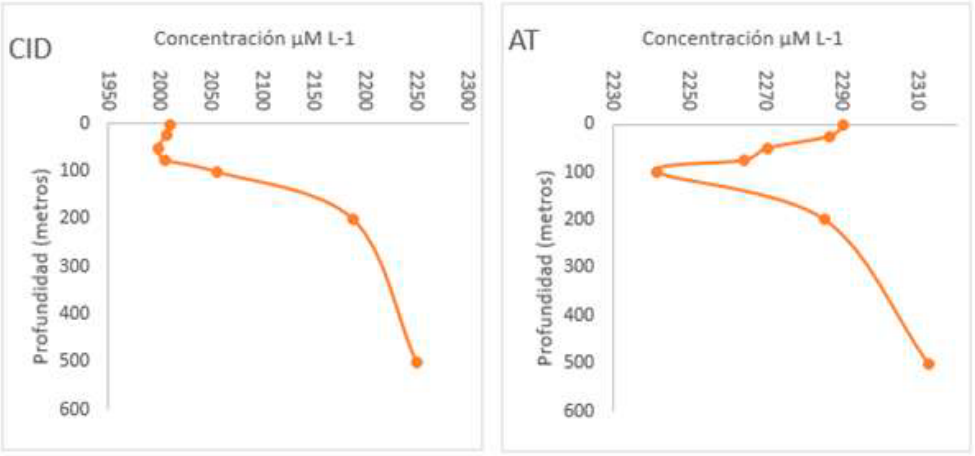

Figura 3. Distribución vertical de carbono inorgánico disuelto (CID) y alcalinidad total (AT) en la estación E12.E04.

Para la estación E51 (Figura 4), los valores de DIC fueron los siguientes, en la zona superficial se encontró una concentración de 2002 µM L^{-1}, siendo este el valor más bajo encontrado en esta estación. La concentración aumento hasta llegar a los 2271 µM L^{-1} a los 500 m de profundidad. Para la AT el valor superficial fue de 2263 µM L^{-1}, se registró un aumento de la concentración a los 25 m (2273 µM L^{-1}) y después un descenso hasta los 75 m de profundidad (2253 µM L^{-1}), a partir de esta profundidad, la concentración volvió a aumentar hasta llegar a la concentración máxima de 2323 µM L^{-1} a los 500 m.

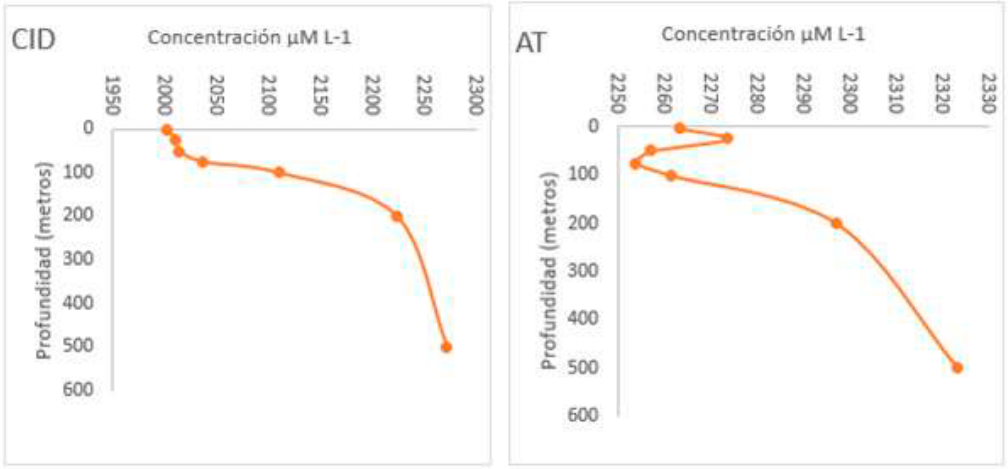

Figura 4. Distribución vertical de carbono inorgánico disuelto (CID) y alcalinidad total (AT) en la estación E51.

Para la estación E55 (Figura 5) la concentración mínima de CID fue de 2005 en la zona superficial. La concentración máxima fue encontrada a los 500 m (2275 µM L^{-1}), La concentración aumento conforme la profundidad. En el caso de la AT la concentración superficial fue de 2281 µM L^{-1}, a partir de esta hubo un descenso hasta los 50 m de profundidad, donde se alcanzaron valores de 2255 µM L^{-1}. El valor más alto registrado fue de 2319 µM L^{-1} a los 500 m.

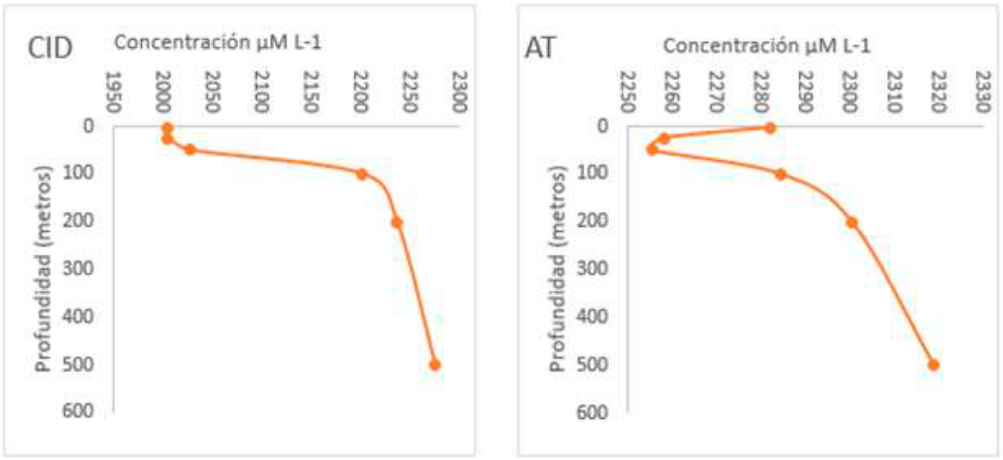

Figura 5. Distribución vertical de carbono inorgánico disuelto (CID) y alcalinidad total (AT) en la estación E55.

Se encontró una tendencia de aumento de la concentración de CID en las con respecto de la profundidad en todas las estaciones, esto coincide con lo reportado por Flores-Trejo *et al*. (2017) en donde se encontró la misma tendencia en Navachiste, Sinaloa, durante septiembre del 2016, con la diferencia de que, en este estudio, las concentraciones tendían a disminuir levemente en algunos casos hasta los 75 m de profundidad. Las concentraciones de AT de las estaciones costeras tuvieron una tendencia a disminuir hasta los 100 m de profundidad (a excepción de la estación E51, donde se reportó un aumento en los primeros 25 m, para después disminuir hasta los 100 m), esto coincide con lo reportado por Flores-Trejo *et al*. (2019), en donde se encontró el mismo patrón hasta los 50 m en la zona costera de Punta Lobos, Sonora durante octubre de 2018. Al contrario de Flores-Trejo *et al*. (2019), que reportaron una tendencia de aumento en la base de la capa de mezcla y una disminución después de esta, en las estaciones oceánicas se observó un patrón de disminución de la concentración hasta los 100 m de profundidad y después un aumento hasta los 500 m.

La TSM (Figura 6a) varió latitudinalmente, en donde las temperaturas bajas registradas (~21 °C), estos resultados coinciden con los reportados por De La Cruz-Orozco *et al*. (2010) en donde se reportaron valores en la zona norte del SFBCS de 20.19 °C se registraron en la zona sur del SFBCS, mientras que, en la zona norte, la cual fue más cálida, se registraron temperaturas de ~27 °C. No se encontró una relación entre la temperatura y la variabilidad del CID en las estaciones.

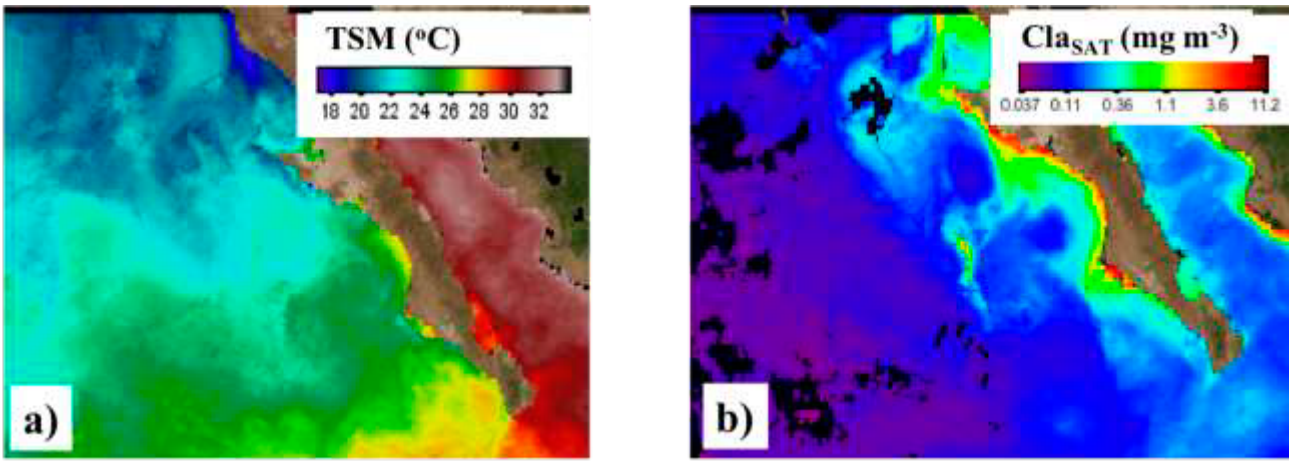

Figura 6. Imagen Satelital mensual de a) tempreratura superficial del mar (TSM) y b) clorofila (Cla$_{SAT}$) de agosto de 2019.

La concentración de Cla$_{SAT}$ (Figura 6b) fue mayor en la zona costera, en donde se obtuvieron valores de hasta ~11 mg m^{-3}, los valores más bajos fueron de ~0.11 mg m^{-3} en la zona oceánica. En la estación

E04 se obtuvo en valor más bajo de CID superficial (3 m) el cual coincide con una zona de alta concentración de Cla_{SAT}. Se infiere que este valor fue resultado de la actividad biológica presente en la zona. Las demás estaciones variaron muy poco respecto a CID superficial y se encontraban ubicadas en zonas donde la Cla_{SAT} fue baja, alrededor de los 0.11 mg m^{-3}, por lo que se infiere que la actividad biológica no influyó en las concentraciones de CID.

Conclusiones

En este estudio se muestra que la concentración de CID y AT generalmente sigue un patrón de aumento con respecto a la profundidad. La actividad biológica influye de manera considerable en la concentración de CID en la superficie. A los proyectos SIP20195181 y SIP20200716, por el financiamiento otorgado. ECL tiene beca EDI y COFAA. CCYA tiene beca CONACYT e IPN-BEIFI.

Agradecimientos

Se agradece al B/I “Dr. Jorge Carranza Fraser” de INAPESCA y al equipo científico que integraron el crucero de investigación por las facilidades otorgadas para el desarrollo del mismo. A los proyectos SIP20195181 y SIP20200716, por el financiamiento otorgado. ECL tiene beca EDI y COFAA. CCYA tiene beca CONACYT e IPN-BEIFI.

Literatura citada

Alvarez-Borrego, S. (2007). Principios generales del ciclo del carbono en el océano. En B. Hernández-DeLaTorre, y G. Gaxiola-Castro, *Carbono en ecosistemas acuaticos de México* (págs. 11-28). México: Instituto Nacional de Ecología, SEMARNAT.

Bakun, A. (1996). Patterns in the ocean: ocean processes and marine propagation dynamics. *California Sea Grant*, pp. 323.

Chapa-Balcorta, C., Sosa-Ávalos, R., Hernández-Ayón, J. M., y Espinosa-Carreón, T. L. (2018). Base de datos sobre carbono inorganico disuelto y flujos de carbono oceano-atmósfera en ecosistemas marinos de México. *PROGRAMA MEXICANO DEL CARBONO*, Vol. 2 No. 3.

Cuatecontzi, D., y Gasca, J. (2004). Los gases regulados por la convención marco de las naciones unidas sobre el cambio climático. En J. Martínez, A. Fernández, y P. Osnaya, *Cambio climático: Una visión desde México.* INECC.

De La Cruz-Orozco, M., Valdez-Holguín, J., Gaxiola-Castro, G., Mariano-Matías, M., y Espinosa-Carreón, T. (2010). Flujos de CO_2 océano-atmósfera. Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California: Diez años de investigaciones mexicanas de la Corriente de California. *SEMARNAT-INE-CICESE-UABC*, pp. 165-181.

Dickson, A. G., and Goyet, C. (1994). *Handbook of Methods for the Analysis of the Various Parameters of the Carbon Dioxide System in Sea Water.* Oak Ridge: Oak Ridge National Laboratory.

Falkowski, P., Scholes, J., Boyle, E., Canadell, J., Canfield, D., Elser, J., . . . Steffen, W. (2000). The Global Carbon Cycle: a test of our knowledge of Earth as a system. *Science*, 290: 291-296.

Flores-Trejo, L., Espinosa-Carreón, L., Morales-Urbina, P., Vázquez-Martínez, I., Hernández-Ayón, J. M. y Norzagaray-Campos, M. (2017). Variabilidad del carbono inorgánico disuelto frente a Navachiste, Sinaloa, en septiembre del 2016. En Paz, F. y Torres, R. Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2017. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada y la Universidad Autónoma de Baja California. Texcoco, Estado de México, México. ISBN: 978-607-96490-5-0. 189-194 pp.

Flores-Trejo, L., Espinosa-Carreón, L., De la Cruz-Ruíz, A. I., Hernández-Ayón, J. M. y Chapa-Balcorta, C. (2019). Dinámica del sistema del carbono en la columna de agua en octubre 2018 en Punta Lobos, Sonora. Paz, F., A. Velázquez y M. Rojo (Editores). 2019. Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2019. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Centro Nayarita de Innovación y Transferencia de Tecnología, Universidad Autónoma de Nayarit, Consejo de Ciencia y Tecnología del Estado de Nayarit y Stanford University-México Economía Limpia 2050-USAID. Texcoco, Estado de México, México. ISBN en trámite. 304-310 pp.

5.12. Carbono antropogénico en el Pacífico frente a México

Coronado-Álvarez Luz de Lourdes A.*[1]; Hernández-Ayón J. Martín[1]; Álvarez-Borrego Saúl[2]; Lara-Lara J. Rubén[2] y Solana-Arellano E.[2]

[1]Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Carretera Transpeninsular Ensenada - Tijuana No. 3917, CP 22860, Ensenada, Baja California.
[2]Centro de Investigación Científica y de Educación de Ensenada, Carretera Tijuana-Ensenada No. 3918, Zona Playitas, CP 22860, Ensenada, Baja California, México.
*Autor para correspondencia: coronadolu@yahoo.com.mx

Resumen

El objetivo de este trabajo fue describir el océano como reservorio del carbono antropogénico (C_{ANT}) en el Pacífico frente a México. Se cuantificó el C_{ANT} al norte y al sur del frente de Cabo San Lucas, en el Sistema de la Corriente de California (SCC) y en la región tropical. Se utilizó el trazador TrOCA para estimar C_{ANT}. Las regiones del SCC y tropical se dividieron en zonas costera y oceánica. La región del SCC tuvo valores superficiales promedio de C_{ANT} (media ± error estándar en $\mu mol \cdot kg^{-1}$) de 61.9 ± 4.1 y 66.9 ± 2.0 para las zonas costera y oceánica, respectivamente, disminuyendo a casi cero a 800 m en ambos casos. La región tropical tuvo valores superficiales promedio de C_{ANT} de 77.9 ± 4.0 y 60.5 ± 3.1 para las zonas costera y oceánica, respectivamente, disminuyendo a casi cero a 800 m en la zona costera y a ~550 m en la zona oceánica. Una prueba t Bayesiana para comparar los valores de ΣC_{ANT} de todas las estaciones del SCC versus los de todas las estaciones tropicales resultó en probabilidad alta de diferencia significativa (al 95%). Estas diferencias se deben al efecto de las surgencias en las estaciones costeras del SCC; estas aguas tienen valores más bajos de C_{ANT} que las aguas estratificadas tropicales. También hubo probabilidad alta de que haya diferencias de ΣC_{ANT} T entre las zonas de cada región.

Palabras clave: *carbono antropogénico; Sistema de la Corriente de California; Cabo San Lucas; trazador.*

Abstract

The aim f this work was to describe the ocean as a reservoir of anthropogenic carbon (C_{ANT}) in the Pacific off Mexico. This included the quantification of C_{ANT} to the north and to the south of Cabo San Lucas front, in the California Current System (CCS) and in the tropical región. The TrOCA tracer was used to estimate C_{ANT}. The CCS and tropical regions were divided into coastal and oceanic zones. The CCS region had surface average C_{ANT} values (mean ± standard error in $\mu mol\ kg^{-1}$) of 61.9 ± 4.1 and 66.9 ± 2.0 for the coastal and oceanic zones, respectively, decreasing to almost zero at 800 m, in both cases. The tropical region had surface average C_{ANT} values of 77.9 ± 4.0 and 60.5 ± 3.1 for the coastal and oceanic zones, respectively, decreasing to almost zero at 800 m in the coastal zone and at ~550 m in the oceanic zone. A Bayesian t-test to compare ΣC_{ANT} values of all CCS stations versus those of all tropical stations resulted in a high probability of significant difference (95%). These differences are because of the effect of upwelling in the coastal stations of the CCS; these waters have lower C_{ANT} values than stratified tropical waters. There was also a high probability of ΣC_{ANT} differences between the zones of each region.

Key words: *antropogenic carbon; California Current System; Cabo San Lucas, tracer.*

Introducción

El papel que juega el océano en la captación de CO_2 puede abordarse en dos diferentes vertientes: 1) determinar C_{ANT} y ΣC_{ANT} en el océano; y 2) estimar FCO_2 (Ríos *et al.,* 2001). En el primer caso, existen inventarios a nivel global sobre el ΣC_{ANT} en el océano usando diversas técnicas, como el trabajo de Sabine *et al*. (2004) quienes utilizaron el δ13C, y el de Touratier y Goyet (2004b) que emplearon el trazador TrOCA. En el segundo caso, el FCO_2 se calcula mediante la ecuación propuesta por Liss y Mervilat (1986).

La estimación de C_{ANT} es un reto debido a la necesidad de discernir esta señal pequeña dentro de la concentración natural de CID (Yool *et al*., 2010) (proporción ~6:200 ó ~3%). Si bien hay señales discernibles en las distribuciones de los isótopos de carbono 13C (Sonnerup *et al*., 2007) y 14C (Fallon *et al*., 2003), la mayoría de las metodologías para cuantificar C_{ANT} utilizan trazadores físicos, biogeoquímicos y/o artificiales.

El C_{ANT} cambia con la circulación oceánica y la mezcla de las masas de agua. En general, se asocian acumulaciones bajas de C_{ANT} a los sistemas de surgencias y altas a las zonas de convergencia oceánica. En cuanto a la distribución vertical en la columna de agua, las concentraciones más altas de C_{ANT} se localizan normalmente en la capa de mezcla y decrecen con la profundidad (Touratier *et al.*, 2007).

De acuerdo a lo reportado por Sabine *et al.* (2004), quienes utilizaron la técnica del $\delta^{13}C$, la Zona del Pacífico frente a México (ZPM) concentra en promedio alrededor de 30 μmoles kg^{-1} de C_{ANT} en superficie y un total de 20 moles m^{-2} en la columna de agua. Yool *et al.* (2010) usaron la técnica del trazador TrOCA, puede apreciarse que la ZPM tiene una ΣC_{ANT} promedio en la columna de agua de ~15 moles m^{-2}. Cabe señalar que estos cálculos están basados en la extrapolación de datos tomados de la región circundante a esta área, lo anterior debido a la escasez de información oceanográfica para la ZPM. Es por ello, la necesidad de hacer estimaciones basadas en datos colectados in situ, relativamente recientes, para conocer el estado actual de esta zona, así como el papel que desempeña dentro de las vertientes del estudio del carbono citadas al inicio de este capítulo. Por lo que el objetivo de este capítulo fue calcular C_{ANT} en la ZPM con datos disponibles de cruceros para esta área.

Materiales y Métodos

Área de estudio

La Corriente de California (CC) es relativamente superficial (0-300 m de profundidad), ancha (500 km) y acarrea agua hacia el ecuador frente a la costa oeste de Norte América para alimentar la Corriente Ecuatorial del Norte (Lynn y Simpson, 1987). Las aguas superficiales del SCC tienen temperatura baja, salinidad baja y oxígeno disuelto alto (Saur, 1980). Los eventos de surgencias tienen una variabilidad estacional y llevan a la zona eufótica agua fría y rica en nutrientes en el área cosera del SCC (Huyer, 1983). Una contracorriente subsuperficial cerca de la costa (200 m de profundidad) acarrea Agua Ecuatorial a través del límite sur del SCC; algunos trabajos consideran que esta contracorriente está presente en la superficie con un flujo estrecho hacia el polo citado anteriormente (Lynn y Simpson, 1987), pero Durazo (2015) presentó evidencia que las contracorrientes subsuperficial y superficial son fenómenos independientes.

El Frente de Cabo San Lucas (CSLu) se presenta de la superficie a 120 m de profundidad, y está formado por la confluencia de las masas de agua del Golfo de California, Corriente de California (CCC) y Agua Subtropical del Pacífico Noreste (Griffiths, 1963). Warsh *et al.* (1973) reportaron que la masa de agua Subsuperficial Subtropical también contribuye a la formación de este frente a 50-200 m de profundidad. El CSLu persiste la mayor parte del año, aunque algunos meses se debilita a consecuencia

del decrecimiento del efecto de la CC. Álvarez-Arellano y Molina-Cruz (1984) reportaron que la circulación del frente es afectada y por la CC que también se mueve hacia el oeste, alejándose de la costa.

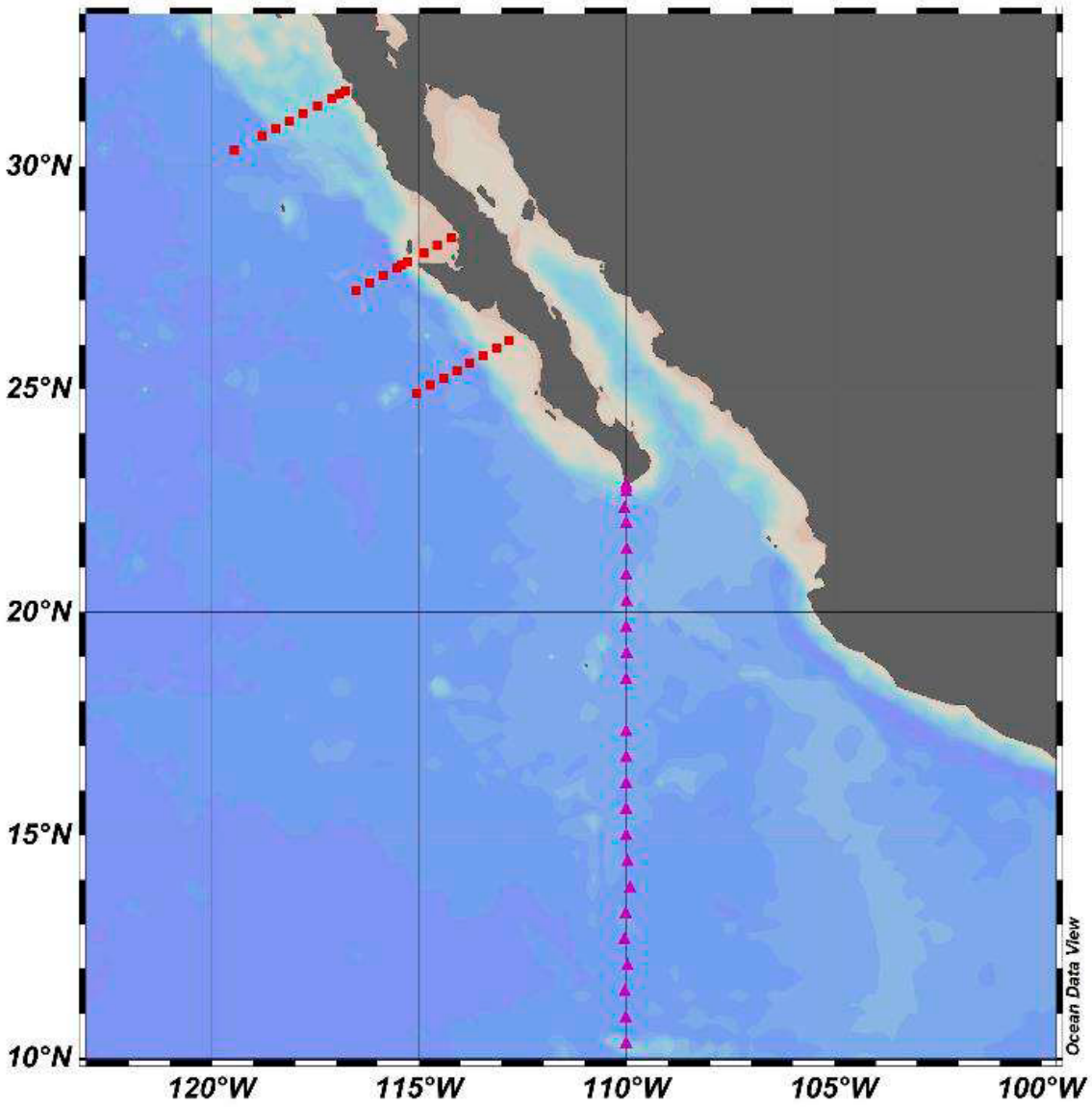

Figura 1. Estaciones hidrográficas que se usaron para el cálculo de TrOCA.
Las estaciones rojas son del SCC y las de color magenta las estaciones tropicales.

El Pacífico Tropical Oriental frente a México es una región con una dinámica compleja (Kessler, 2006). A escala estacional, la circulación de esta área es dominada por la confluencia del ramal tropical de la CC (Portela *et al*., 2016) y el flujo hacia el polo de la Corriente Costera Mexicana (Lavín *et al.*, 2006). Este patrón de corriente, incluyendo los intercambios continuos en la entrada del Golfo de California, gobiernan la distribución espacial y la variabilidad temporal de las masas de agua en el Pacífico Tropical frente a México. En los primeros 1000 m de profundidad se encuentran el Agua Intermedia del Pacífico, el Agua Subsuperficial Subtropical, el Agua de la Corriente de California, el Agua del Golfo de California y el Agua Superficial Tropical (Portela *et al*., 2016). Por debajo de las aguas superficiales y subsuperficiales, el núcleo del Agua Intermedia del Pacífico, en el área de estudio, es cercano a los 800 m, una masa de agua con origen en el hemisferio sur (Agua Intermedia del Antártico, AAIW por sus siglas en inglés) y que se mueve muy lentamente (Reid, 1965). El Agua Intermedia del

Pacífico Norte (NPIW, por sus siglas en inglés) es más somera que la AAIW y se forma en la región de mezcla de las corrientes Oyashio y Kuroshio (Hasunuma, 1978). De acuerdo a Talley (1993), la frontera este de la NPIW está al oeste de la CC, por lo que no afecta mi área de estudio.

Trazador TrOCA

El mejor ajuste para C_{TrOCA}^{ANT}es una ecuación de la forma (a exp[-θ /b]; r2 = 0.99). El ajuste utilizado en este trabajo fue realizado con datos de CID, AT y O_2 de aguas profundas (>3500 m) del Pacífico Norte, con coeficientes calculados por Touratier *et al.* (2007), mismo que se muestra en la siguiente expresión:

$$C_{TrOCA}^{ANT} = [O_2 + 1.279(CID - AT/2) - \exp(7.511 - (1.087\times10^{-2})\theta - (7.81\times10^{5})/AT^2)] /1.279$$

donde, θ es la temperatura potencial; CID, carbono inorgánico disuelto; AT, alcalinidad total.

Estadística

Se empleó una prueba t bayesiana para determinar qué tan creíblemente las ΣC_{ANT} fueron diferentes entre las regiones de estudio (diferencias <0 ó >0) (Kruschke, 2013). Las regiones que se compararon fueron la del SCC y la tropical; y de igual forma, se compararon las estaciones costeras con las oceánicas de ambas regiones.

Resultados y Discusión

Perfiles verticales de C_{ANT} y ΣC_{ANT}

Como era de esperarse, los valores más altos de C_{ANT} se encontraron en el intervalo de profundidad de 0-100 m, disminuyendo con la profundidad a casi cero a 800 m (Figura 8). Las estaciones costeras tropicales tuvieron el C_{ANT} máximo promedio superficial, y el valor mínimo fue para las estaciones oceánicas tropicales. El Σ_{ANT}T promedio más alto se tuvo en las estaciones oceánicas del SCC y los valores promedio mínimos de Σ_{ANT} se presentaron en las estaciones costeras de esta misma región (Cuadro 1). Una prueba t bayesiana para comparar los valores de Σ_{ANT} de todas las estaciones del SCC con los de Σ_{ANT} de todas las estaciones tropicales dio como resultado una probabilidad alta de una diferencia significativa (intervalo de credibilidad del 95%). También hubo una probabilidad alta de diferencias significativas entre los valores de Σ_{ANT} de las estaciones costeras del SCC y los de Σ_{ANT} de las estaciones tropicales costeras, siendo estas últimas más altas que las primeras. Asimismo, para el SCC se obtuvo una probabilidad alta de diferencias significativas entre los valores de Σ_{ANT} de las estaciones costeras y los de las oceánicas. Además, resultó una gran probabilidad de diferencias significativas entre los valores de Σ_{ANT} de las estaciones tropicales costeras y los de las oceánicas.

Cuadro 1. Estadística básica del C_{ANT} superficial y de ΣC_{ANT} en las regiones de estudio.

C_{ANT} superficial (µmol kg^{-1})		Región del SCC		Región Tropical	
		Zona Costera	Zona Oceánica	Zona Costera	Zona Oceánica
		61.91±4.1	66.9± 2.0	77.9±4.0	60.5±3.1
	Máximo	20.5	31.6	18.6	13.2
ΣC_{ANT} (mol m^{-2})	Mínimo	7.2	10.5	10.7	6.4
	Media	10.8±2.3	22.8±1.7	16.3±1.3	13.2±0.8

Los valores promedio tienen ± el error estándar.

Las diferencias de C_{ANT} y ΣC_{ANT} entre las regiones de estudio y las zonas dentro de cada región se deben a la presencia de masas de agua superficiales diferentes en cada una de ellas y a las surgencias en la zona costera del SCC. La temperatura tiene un efecto grande en la solubilidad del CO_2 que proviene

de la atmósfera, como es bien sabido a mayor temperatura menor solubilidad. En la región tropical, la mayor estratificación debido a temperaturas superficiales de hasta ~28 °C también provoca que la penetración del CO_2 atmosférico hacia lo profundo sea menor. Una característica importante en la región tropical es el mínimo de salinidad superficial y subsuperficial, el cual tiene su origen en la TSW y la CCW (Reid, 1973; Yuan y Talley, 1992). En la zona costera de la región tropical, la presencia de la masa de agua del golfo de California, AGC, de alta salinidad y AT, permite una mayor solubilidad de CO_2 atmosférico. Esto explica los valores máximos de C_{ANT} superficial de esta zona con relación a las demás. Pero, debido a lo superficial de la masa de agua AGC, la media de ΣC_{ANT} de esta zona costera tropical es la segunda más alta, después de la ΣC_{ANT} de la zona oceánica del SCC, donde las temperaturas superficiales bajas favorecen la absorción del CO_2 antropogénico. El C_{ANT} en superficie fue menor para la zona oceánica tropical en comparación con las estaciones oceánicas del SCC, esto puede deberse a las condiciones oceanográficas cálidas de la región, donde la estratificación de la columna de agua es mayor (Sabine *et al.* 2002). Por otro lado, el C_{ANT} en superficie de la zona oceánica tropical no fue significativamente diferente del C_{ANT} de la zona costera del SCC. En esta última, la presencia de surgencias a menudo provoca presiones parciales del CO_2 en el agua mayores que las de la atmósfera (Pennington *et al*., 2010), lo cual inhibe la absorción de CO_2. En zonas de surgencia el agua subsuperficial que emerge es muy rica en CID y limita la penetración del CO_2 al agua.

Sabine *et al.* (2002) mencionan que el C_{ANT} tiene su menor penetración a profundidad en el Pacífico Norte en comparación con el Atlántico y el Pacífico Sur. Asimismo, Sabine *et al.* (2004) reportaron que las mayores concentraciones de C_{ANT} se tienen en profundidades menores a los 400 m en esta área del Pacífico Norte, lo cual es de esperarse por el intercambio con la atmósfera. La disminución de C_{ANT} con la profundidad hasta cerca de cero en 800 m posiblemente se deba a que el agua intermedia de esta profundidad es de una edad mucho mayor. Por ejemplo, su último contacto con la atmósfera fue hace cientos de años, cuando las variaciones de CO_2 atmosférico eran fundamentalmente debidas a procesos naturales y no inducidas por el hombre.

Conclusiones

El cálculo del C_{ANT} mediante TrOCA es una primera aproximación de la influencia antropogénica del carbono en la ZPM. Al comparar los resultados de C_{ANT} mediante TrOCA con respecto al método ΔC^*, debe ser considerado como un primer cálculo y conocer las limitantes y supuestos de cada uno de los métodos. Este último punto puede resultar en la acumulación de errores en el cálculo de C_{ANT}, como se mencionó en los párrafos precedentes; vg.: las diferencias entre ambos métodos pueden deberse a que ΔC^* supone que el océano ha estado en un estado regular y que el desequilibrio entre el océano y la atmósfera no cambia a través del tiempo (Gruber *et al.,* 1996). Los gases disueltos en la superficie del océano se encuentran alrededor del 8% sobresaturado. Por tanto, las medias de las integrales de ambas regiones están dentro de un intervalo de valores confiable para esta zona.

Con base en los resultados hallados en este trabajo se puede establecer la hipótesis de que el incremento del CID en superficie, producto del aumento del C_{ANT}, provoca la disminución del flujo de CID de profundidad a superficie. Por tanto, sería un "C_{ANT}" por efecto antropogénico del aumento de CID en superficie y no por una verdadera absorción de carbono antropogénico y su transporte a profundidades por debajo de la capa de mezcla de invierno.

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico a través de la beca de doctorado (2014-2018).

Literatura citada

Álvarez-Arellano A, Molina-Cruz A. 1984. Aspectos paleoceanográficos cuaternarios del Golfo de California, evidenciados por conjuntos de radiolarios. An. Ins. Cien. Mar y Limn. Contribución 475. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.

Fallon SJ, Guilderson TP, y Caldiera K. 2003. Carbon isotope constraints on vertical mixing and air-sea CO_2 exchange. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1-4.

Goyet, C., Coatanoan C., Eischeid G., Amaoka T., Okuda K, Healy R., and Tsunogai S. 1999. Spatial variation of total CO_2 and total alkalinity in the northern Indian Ocean: A novel approach for the quantification of anthropogenic CO_2 in seawater. *J. Marine Res.* 57, 135-163, doi:10.1357/002224099765038599.

Griffiths R. 1963. Studies of oceanic fronts in the mounth of the Gulf of California, an area of tuna migrations. F.A.O. Fish. Rep. 6,1583-1609.

Griffiths R. 1968. Physical, Chemical, and Biological Oceanography of the Entrance to the Gulf of California Spring 1960. United States Fish and Wildlife Service, Special Scientific Report. San Diego, La Jolla, California Estados Unidos de América 56 pp.

Gruber N, Gloor M, Fletcher SEM, Doney SC, Dutkiewicz S, Follows MJ, Gerber M, Jacobson AR, Joos F, Lindsay K, Menemenlis D, Mouchet A, Müller SA, Sarmiento JL, y Takahashi T. 2009. Ocenic sources, sinks, and transport of atmospheric CO_2. *Global Biogeo. Cyc.* 23, GB1005, doi:10.1029/2008GB003349.

Hasunuma K. 1978. Formation of the intermediate salinity minimum in the northwestern Pacific Ocean. Bull. Ocean Res. Inst., University of Tokyo, 9, 47 pp.

Huyer A. 1983. Coastal Upwelling in the California Current System. *Progr. in Oceanogr.* 12, 259–284.

Kessler WS. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progr. in Ocean.* 69, 181-217.

Kruschke J. 2013. Bayesian estimation supersedes the t test. *Experim. Psych. Gen*. 2, 573-603.

Liss P, Merlivat L. 1986. Air-Sea exchange rates: Introduction and synthesis. In: Buart Menard P (ed.), The role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling. Reidel Publishing Company, Boston, pp. 113-127.

Lynn R, Simpson J. 1987. The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res*. 92, 947-966.

Portela E, Beier E, Barton E, Castro R, Godínez V, Palacios-Hernández E, Fiedler P, Sánchez-Velasco L, y Trasviña A. 2016. Water Masses and Circulation in the Tropical Pacific off Central Mexico and Surrounding Areas. *Amer. Met. Soc.* 46, 3069-3081.

Reid JL. 1965. Intermediate Waters of the Pacific Ocean. Johns Hopkins Oceanographic Studios No 2. Baltimore Maryland, Estados Unidos de América. 85 pp.

Sabine CL, Feely RA, Key RM, Bullister JL, y Millero FJ. 2002. Distribution of anthropogenic CO_2 in the Pacific Ocean. *Global Biogeochem. Cycles* 16, 1083 doi:10.1029/2001GB001639.

Sabine, C.L., Feely, R. Gruber, N., Key, R. Lee, K., Bullister, J., Wanninkhof, R., Wong, C., Wallace, D., Tilbrook, B., Millero, F., Peng, T., Kozyr, A., Ono T. Y Rios, A. 2004. The oceanic sink for anthropogenic CO_2. *Science,* 305, 367–371.

Saur JFT. 1980. Surface salinity and temperature on the San Fransisco-Honolulu Route, June 1966-December 1970 and January 1972 - December 1975. J. Phys. Oceanogr., 10, 1669-1680.

Sonnerup RE, Bullister JL, y Mecking S. 2007. Circulation rate changes in the eastern subtropical North Pacific based on chlorofluorocarbon ages. Geophys. Res. Lett., 34, L08605, doi:10.1029/2006GL028813.

Talley, L.D. 1993. Distribution and Formation of North Pacific Intermediate Water. J. of Phys. Ocean. 23, 517-537.

Talley, L. D., G. L. Pickard, W. J. Emery and J. H. Swift, 2011. Descriptive Physical Oceanography: An Introduction (Sixth Edition), Elsevier, Boston, 560 pp.

Touratier, F., Goyet, C. 2004a. Definition, properties, and Atlantic distribution of the new tracer TrOCA. *Journal of Marine Systems,* 46, 169-179.

Touratier, F., Goyet, C. 2004b. Applying the new TrOCA approach to assess the distribution of anthropogenic CO_2 in the Atlantic Ocean. *Journal of Marine Systems,* 46, 181-197.

Touratier, F., Azouzi, L. y Goyet, C. 2007. CFC-11, $\Delta^{14}C$ and 3H tracers as a means to assess anthropogenic CO_2 concentration in the ocean. *Tellus*, 59, 318-325. doi:10.1111/j.1600-0889.2006.00247.x

Warsh CE, Warsh KL, Staley RC. 1973. Nutrients and water masses at the mouth of the Gulf of California. Deep-Sea Res. 20, 561–570.

Yool, A., Oschlies, A., Nurser, A.J.G., Gruber, N. (2010). A model-based assessment of the TrOCA approach for estimating anthropogenic carbon in the ocean. *Biogeosciences*, 7, 723-751.

5.13. Comparación costa-océano del carbono inorgánico disuelto y alcalinidad total en mayo 2019 al norte de Sinaloa

Guzmán-Santos Nazaria Lizbeth[1]; Flores-Trejo Lorena[1,2]; Espinosa-Carreón T. Leticia[1]; Morales-Gutiérrez Selene C.[3] y Martínez-Magaña Víctor H.[4]

[1]Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional (CIIDIR) Unidad Sinaloa, Instituto Politécnico Nacional. Boulevard Juan de Dios Bátiz Paredes No. 250, San Joachín, CP 81101, Guasave, Sinaloa.
[2]Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Universidad Autónoma de Baja California, doctorado en Oceanografía Costera. Carretera Ensenada-Tijuana No. 3917, Fraccionamiento Playitas, CP 22860, Ensenada, Baja California, México.
[3]CRIAP Puerto Morelos, Matamoros #7, Municipio Benito Juárez, CP 77580, Puerto Morelos, Quintana Roo.
[4]CRIAP Manzanillo, Playa Ventanas s/n, Col. Carretera Manzanillo a Campos Colima, CP 28200, Manzanillo, Colima.
Autor para correspondencia: lgs.bio12@gmail.com

Resumen

El sistema del carbono es definido por las variables: pH, carbono inorgánico disuelto (CID), alcalinidad total (AT) y presión parcial de CO_2 (pCO_2), que permiten entender el papel tan importante que fungen los océanos en la absorción y almacenamiento del CO_2 antropogénico. En el golfo de California, específicamente frente a las costas de Sinaloa en mayo del 2019, a bordo del B/I "Dr. Jorge Carranza Fraser" de INAPESCA, en dos estaciones oceanográficas (costera y oceánica) se tomaron alícuotas de agua a diferentes profundidades (según lo permitió la batimetría de la zona), para la determinación de CID y AT. Además, se realizaron perfiles de temperatura (°C), salinidad (UPS), fluorescencia (mg m^{-3}) y oxígeno disuelto (ml L^{-1}) con un CTD SeaBird, y se obtuvieron imágenes satelitales de temperatura superficial del mar (TSM) y clorofila (CLA). Se encontraron valores superficiales de CID menores en la estación oceánica (2094 µM kg^{-1}) que la costera (2103 µM kg^{-1}). En contraste, los valores de AT fueron opuestos (2454 µM kg^{-1} y 2443 µM kg^{-1} respectivamente). Las imágenes satelitales demostraron que la mayor concentración de clorofila (mg m^{-3}) se localizan en la zona costera (~1.5 mg m^{-3}), mientras que la TSM osciló entre ± 26 °C en ambas estaciones.

Palabras clave: *carbono inorgánico disuelto; comparación costa-océano; sistema de carbono; clorofila; Golfo de California.*

Abstract

Carbon system is defined by the variables: pH, dissolved inorganic carbon (DIC), total alkalinity (TA) and partial pressure of CO_2 (pCO_2), which allow us to understand the important role of seawaters and oceans in the absorption and storage of the CO_2 has been produced by anthropogenic effect. In the Gulf of California, specifically in front off the Sinaloa coast in May 2019, aboard the R/V "Dr. Jorge Carranza Fraser" from INAPESCA, in two oceanographic stations (coastal and oceanic) aliquots of water were taken at different depths (as enabled by the bathymetry of the area), for the determination of DIC and TA. In addition, profiles of temperature (°C), salinity (UPS), fluorescence (mg m^{-3}) and dissolved oxygen (ml L^{-1}) were performed with a SeaBird CTD, and satellite images of sea surface temperature (SST) and chlorophyll (CLA) which were obtained by NASA. Surface values of DIC lower were found in the oceanic station (2094 µM kg^{-1}) than the coastal station (2103 µM kg^{-1}). By comparison, AT values were opposite (2454 µM kg^{-1} and 2443 µM kg^{-1} respectively). Satellite images showed the highest concentration of chlorophyll (mg m^{-3}) are located in the coastal zone (~1.5 mg m^{-3}), while SST oscillated between ± 26 C in both stations.

Key words: *dissolved inorganic carbon; coast-ocean comparison; carbon system; chlorophyll, Gulf of California.*

Introducción

El ciclo del carbono se lleva a cabo mediante la fotosíntesis, la respiración y la disolución de CO_2 en el agua; con este último, se mantiene el equilibrio químico atmósfera-océano (Falkowski *et al.* 2000; Hernández-Ayón *et al.* 2019) y el sistema del carbono, al estar definido por las variables: pH, pCO_2, CID y AT, permiten entender el papel tan importante que fungen los océanos en la absorción y almacenamiento del CO_2 antropogénico (Pérez-Guevara, 2017; Hernández-Ayón *et al.et al.* 2019). Conocer dos de las cuatro variables que integran al sistema del carbono, así como temperatura y salinidad, permiten conocer y caracterizar los procesos que suceden en la columna de agua en océanos (Millero *et al.et al.* 2006). La AT, por ejemplo, mide la capacidad buffer o neutralizadora de ácidos del agua y está dada por la suma de las bases bicarbonato, carbonato y borato en miliequivalentes por kg o por L (Mintrop *et al.et al.* 2000; Bianucci, 2004; Álvarez-Borrego, 2007; Goyenola, 2007; Wolf-Gladrow *et al.* 2007; Roldán-Pérez y Ramírez-Restrepo, 2008) y CID, el cual se obtiene al sumar todas las concentraciones de especies químicas del dióxido de carbono y sus unidades son dadas en micromoles por kilogramo ($\mu M\ kg^{-1}$), permite determinar el metabolismo del ecosistema (Manahan, 2000; Quintanilla-Terminel, 2015).

El golfo de California es considerada como una región ideal para el estudio con sensores remotos (Flores-Leynes, 2016) y por ser uno de los cinco mares más productivos y biológicamente diversos del mundo (Tovar-Hernández *et al.* 2014). Está rodeado por los estados de Baja California, Baja California Sur, Sonora, Sinaloa y Nayarit (SEMARNAT, 2018) y es un ecosistema único por su biodiversidad y productividad biológica (Páez-Osuna *et al.* 2017) estrechamente relacionada a procesos de surgencias costeras presentes en las estaciones de invierno y primavera en las costas de los estados de Sonora y Sinaloa (Espinosa-Carreón y Valdez-Holguín, 2007).

El objetivo de este trabajo fue comparar la alcalinidad total (AT) y carbono inorgánico disuelto (CID) en costa y océano, así como clorofila satelital (CLA) en mayo 2019 al norte de Sinaloa.

Materiales y Métodos

En el golfo de California, específicamente frente a las costas de Sinaloa en mayo del 2019, a bordo del B/I "Dr. Jorge Carranza Fraser" de INAPESCA, en dos estaciones oceanográficas (costera [E58] y oceánica [E56]) (Figura 1) se tomaron alícuotas de agua a diferentes profundidades (según lo permitió la batimetría de la zona), para la determinación de CID y AT. Además, se realizaron perfiles de temperatura (°C), salinidad (UPS), fluorescencia ($mg\ m^{-3}$) y oxígeno disuelto ($ml\ L^{-1}$) con un CTD SeaBird (SBE 19 Plus).

Figura 1. Localización de las estaciones de muestreo al norte de Sinaloa.

En cada nivel, por medio de una botella Niskin de 30 L, se recolectaron alícuotas de agua en botellas de borosilicato de 125 ml, se les añadió 100 µl de una solución saturada de cloruro de mercurio a 25 °C y se almacenaron en oscuridad. Las alícuotas de agua se procesaron en el equipo Apollo modelo AS-C3 V2016.01 y Li-COR para CID y Apollo SciTech modelo AS-ALK2 para AT haciendo uso de subestándares de referencia proporcionados por el Dr. Martín Hernández Ayón del IIO-UABC. Se obtuvieron imágenes satelitales de temperatura superficial del mar (TSM) y clorofila (CLA) del sensor Modis-Aqua[1] y con una resolución espacial de 4 x 4 km, procesándose con el software SeaDAS.

Resultados y Discusión

La profundidad en la estación costera (E58) fue de 30 m y la estación oceánica (E56) de 500 m. En la Figura 2 se observan los perfiles de CID y AT respectivamente. Los valores superficiales de CID son menores en la estación oceánica (2094 µM kg^{-1}) que en la costera (2103 µM kg^{-1}). Se puede observar también que, mientras las concentraciones de CID se comportan de manera proporcional al aumento de la profundidad en la estación oceánica (E56), en la estación costera sucede todo lo contrario, disminuyendo de concentración con forme aumenta la profundidad.

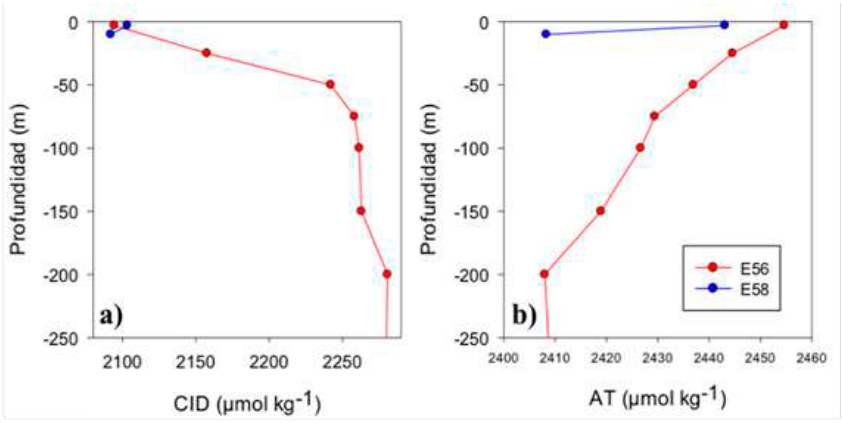

Figura 2. Perfiles verticales de a) carbono inorgánico disuelto (CID) y b) alcalinidad total (AT) frente a Sinaloa en mayo 2019.

[1] Portal https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/l3/.

Los valores superficiales de AT fueron de 2454 µM kg^{-1} para la estación oceánica y 2443 µM kg^{-1} para la estación costera. En ambas estaciones, las concentraciones de AT disminuyeron conforme aumentaba la profundidad. Después de los 200 m, el incremento de CID y AT es constante.

Ambas estaciones (E56 y E58) presentan mayor concentración de CID comparado con lo reportado por Flores-Trejo *et al.* (2017), pero mantienen la misma tendencia, sin embargo, es contraria a la estación costera de este trabajo. De igual manera, la estación oceánica presentó mayores concentraciones a los 150 m (2263 µM kg^{-1}) y 200 m (2280 µM kg^{-1}) con respecto a lo reportado por Flores-Trejo *et al.* (2017) a 150 m de 2188 µM kg^{-1} y 200 m de 2208 µM kg^{-1}.

Los resultados en los perfiles hidrológicos (Figura 3) mostraron que la mayor variabilidad se registró en la estación costera (E58) entre los 10 y los 20 m, así como la de mayor temperatura (25.5 °C a los 4 m) y a los 30 m fue 17.6 °C; la oceánica (E56) presentó menor temperatura superficial (24.9 °C a los 2 m) (Figura 3a).

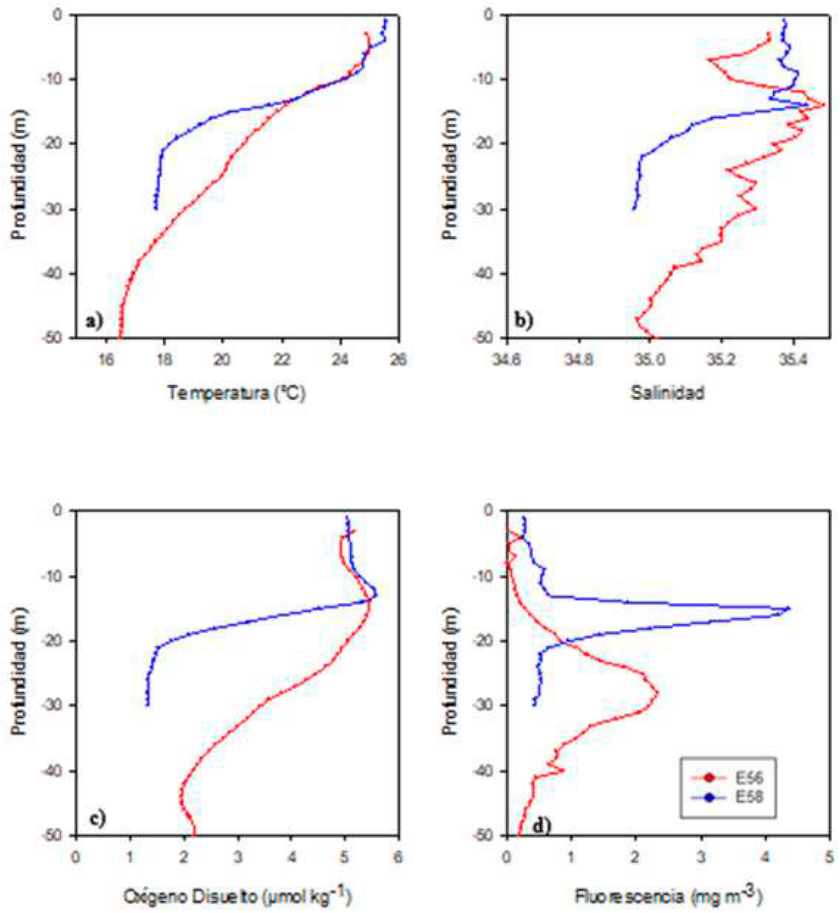

Figura 3. Perfiles hidrológicos de a) temperatura (°C), b) salinidad (ups), c) oxígeno disuelto (µM kg^{-1}) y d) fluorescencia (mg m^{-3}) en mayo 2019.

El perfil de salinidad en ambas estaciones fue diferente. En la estación costera, la concentración mayor que se registró fue a los 13 m (35.4 ups). Desde este punto, la disminución de salinidad fue constante mientras aumentaba la profundidad (34.9 ups a los 30 m). El perfil de la estación oceánica registró un mínimo a los 7 m de 35 ups, se incrementa a los 14 m (35.4 ups) y disminuye conforme aumenta la profundidad. Lo que sugiere un patrón de circulación estacional en verano (Lavin y Marinone, 2003; Flores-Trejo, 2018). Flores-Trejo *et al.* (2017) reportan que el máximo de salinidad se localizó entre los 41 y 68 m, en este estudio, el máximo de salinidad se encontró entre los 10-30 m.

El perfil de oxígeno disuelto fue similar en la capa superficial de ambas estaciones, disminuyendo con mayor intensidad en la costa comparado con la estación oceánica (Figura 3c). La concentración de oxígeno disuelto en las capas superficiales está relacionada a la alta actividad fotosintética y se presentó en mayores concentraciones en aguas superficiales y cercanas a cero en aguas subsuperficiales y profundas, Graco *et al.* (2007) y Flores-Trejo *et al.* (2017) sugieren que están relacionadas a zonas de surgencias.

La concentración de fluorescencia (Figura 3d), que representa la concentración de clorofila-*a*, en la costera, mostró un máximo de 4.36 mg m^{-3} a los 15 m, y en la estación oceánica de 2.32 mg m^{-3} a los 28.3 m, en este trabajo, los registros encontrados para clorofila-*a* fueron mayores que los descrito por Flores-Trejo *et al.* (2017) y Cervantes-Duarte *et al.* (1993), quienes reportan valores de clorofila entre 0.5 y 3.0 mg m^{-3} entre los 15 y los 25 m .

En la imagen satelital de clorofila (mg m^{-3}) (Figura 4 a y b) se observó la mayor concentración en la zona costera (~1.5 mg m^{-3}), mientras que la TSM osciló entre ± 26 °C en ambas estaciones (Figura 4 a y b).

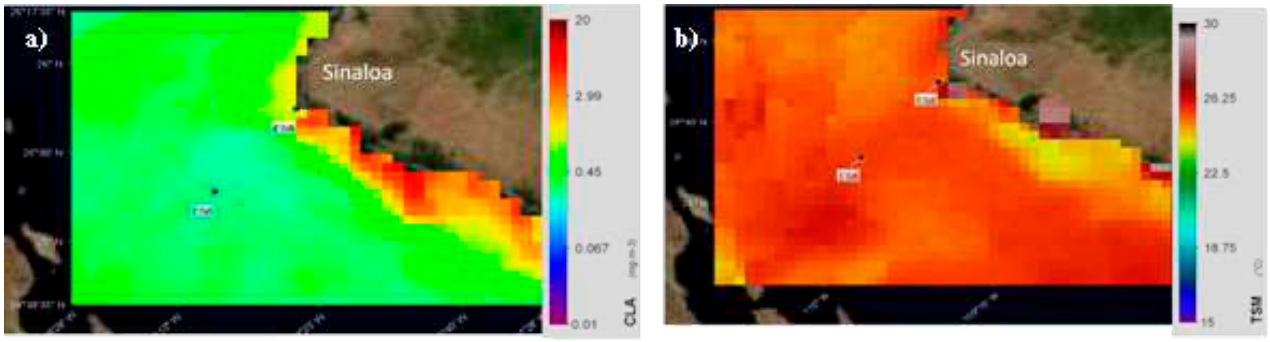

Figura 4.- Imagen satelital. Promedio de 11 días (del 10 al 20 de mayo del 2019) de a) CLA y b) TSM de la zona donde se ubican las estaciones oceanográficas descritas en este trabajo.

La concentración de clorofila-a encontrados en este trabajo coinciden con Cervantes-Duarte *et al.* (1993) quienes reportan valores generales de clorofila superficial de 1.39 ± 0.81 mg m^{-3}, y señala que en invierno, los máximos de clorofila son generalmente más superficiales que en otras estaciones.

Conclusiones

El carbono inorgánico disuelto y la alcalinidad total en la estación oceánica presentaron comportamiento inverso, pero similar en la costera. En la estación costera, el máximo de clorofila está asociado al inicio de la termoclina, en la profunda se registró a los 30 m, pero el perfil de temperatura no permite definir el inicio de la termoclina.

Agradecimientos

Se agradece al B/I "Dr. Jorge Carranza Fraser" y al equipo que integraron el crucero de investigación por las facilidades otorgadas para el desarrollo del mismo. A los proyectos SIP20195181 y SIP20200716, por el financiamiento otorgado. ECL tiene beca EDI y COFAA. GSNL tiene beca CONACYT e IPN-BEIFI.

Literatura citada

Álvarez-Borrego, S. (2007). Generalidades del CO_2 en el océano y en la atmósfera. In Principios Generales del ciclo del Carbono (pp. 1–20). papers2://publication/uuid/F57E84DC-7788-430E-93E7-231F5BF0F6E5

Bianucci, L. (2004). Climatología de los frentes de marea en la plataforma continental y su rol en los flujos mar-atmósfera de CO_2.

Cervantes-Duarte, R., Gaxiola-Castro, G., and Valdez-Holguin, J. E. (1993). Relationship between surface chlorophyll and chlorophyll in the euphotic zone of the Gulf of California: possible application to estimate primary production with data obtained by remote sensors. Ciencias Marinas, 19(4), 473–490. https://doi.org/10.7773/cm.v19i4.943

Espinosa-Carreón, T. L., y Valdez-Holguín, E. (2007). Variabilidad Interanual De Clorofila En El Golfo De California. Ecología Aplicada, 6(1–2), 83. https://doi.org/10.21704/rea.v6i1-2.344

Falkowski, P., Scholes, R. J., Boyle, E., Canadell, J., Canfield, D., Elser, J., Gruber, N., Hibbard, K., Hogberg, P., Linder, S., Mackenzie, F. T., Moore, B., Pedersen, T., Rosental, Y., Seitzinger, S., Smetacek, V., and Steffen, W. (2000). The global carbon cycle: A test of our knowledge of earth as a system. Science, 290(5490), 291–296. https://doi.org/10.1126/science.290.5490.291

Flores-Leynes, Y. (2016). Estimación de la productividad primaria en el Alto Golfo de California en verano de 2013 (Vol. 2002, Issue 1) [Universidad de Occidente]. https://doi.org/10.1109/ciced.2018.8592188

Flores-Trejo, L. (2018). Variabilidad estacional del sistema de carbono en un sitio de monitoreo con influencia de surgencias frente al norte de Sinaloa. Instituto Politécnico Nacional.

Flores-Trejo, L., Espinosa-Carreón, T. L., Morales-Urbina, P., Vázquez-Martínez, I., Hernández-Ayón, J. M., y Norzagaray-Campos, M. (2017). Variabilidad del carbono inorgánico disuelto frente a Navachiste, Sinaloa, en septiembre del 2016. In F. Paz y R. Torres (Eds.), Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México. Serie Síntesis Nacionales. (pp. 189–194).

Goyenola, G. (2007). Determinación de la Alcalinidad Total. In Guía para la utilización de las valijas viajeras - alcalinidad (1.0, pp. 1–4). Red de Monitoreo Ambiental Participativo de Sistemas Acuáticos. https://doi.org/http://imasd.fcien.edu.uy/difusion/educamb/propuestas/red/curso_2007/cartillas/tematicas/alcalinidad.pdf

Graco, M. I., Ledesma, J., Flores, G., y Girón, M. (2007). Nutrientes, oxígeno y procesos biogeoquímicos en el sistema de surgencias de la corriente de Humboldt frente a Perú. Revista Peruana de Biologia, 14(1), 117–128. https://doi.org/10.15381/rpb.v14i1.2165

Hernández-Ayón, J. M., Chapa-Balcorta, C., Oliva-Mendez, N., Sosa-Ávalos, R., Espinosa-Carreón, T. L., Lopez-Ávila, M. C., Norzagaray-López, C. O., Beas, R., Lara-Lara, J. R., Cupul-Magaña, A., Rodríguez-Troncoso, A. P., Franco-Nobela, A., Cervantes-Diaz, G., y López-Pérez, A. (2019). 4 Acidificación De Los Mares Mexicanos. Ecosistemas Marinos, 1–12.

Lavin, M. F., and Marinone, S. G. (2003). An Overview of the Physical Oceanography of the Gulf of California. Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics, 173–204.

Manahan, S. E. (2000). Environmental Chemistry. In Press LLC (7th ed.). Lewis Publishers.

Millero, F. J., Graham, T. B., Huang, F., Bustos-Serrano, H., and Pierrot, D. (2006). Dissociation constants of carbonic acid in seawater as a function of salinity and temperature. Marine Chemistry, 100(1–2), 80–94. https://doi.org/10.1016/j.marchem.2005.12.001

Mintrop, L., Pérez, F. F., González-Dávila, M., Santana-Casiano, J. M., and Körtzinger, A. (2000). Alkalinity determination by potentiometry: Intercalibration using three different methods. Ciencias Marinas, 26(1), 23–37. https://doi.org/10.7773/cm.v26i1.573

Páez-Osuna, F., Álvarez-Borrego, S., Ruiz-Fernández, A. C., García-Hernández, J., Jara-Marini, M. E., Bergés-Tiznado, M. E., Piñón-Gimate, A., Alonso-Rodríguez, R., Soto-Jiménez, M. F., Frías-Espericueta, M. G., Ruelas-Inzunza, J. R., Green-Ruiz, C. R., Osuna-Martínez, C. C., and Sanchez-Cabeza, J. A. (2017). Environmental status of the Gulf of California: A pollution review. Earth-Science Reviews, 166(January), 181–205. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.01.014

Pérez-Guevara, I. (2017). Dinámica del carbono inorgánico y grado de saturación del $CaCO_3$ en el estuario del río Guadalete. Universidad de Cádiz.

Quintanilla-Terminel, J. (2015). Variación espacial de la composición isotópica δ13C del carbono inorgánico disuelto en la región de aguas profundas del golfo de México. 90.

Roldán-Pérez, G., y Ramírez-Restrepo, J. J. (2008). Fundamentos de limnología neotropical. In Editorial Universidad de Antioquia (2da ed., Vol. 2). https://doi.org/10.1167/iovs.15-17290

SEMARNAT. (2018). Golfo de California: mil 126 km. de imponente belleza y pródiga biodiversidad. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. https://www.gob.mx/semarnat/articulos/golfo-de-california-mil-126-km-de-imponente-belleza-y-prodiga-biodiversidad-150945

Tovar-Hernández, M. A., Yáñez-Rivera, B., Villalobos-Guerrero, T. F., Aguilar-Camacho, J. M., y Ramírez-Santana, I. D. (2014). Invertebrados marinos exóticos en el Golfo de California. In Especies Invasoras Acuáticas: Casos de Estudio en Ecosistemas de México (Issue November).

Wolf-Gladrow, D. A., Zeebe, R. E., Klaas, C., Körtzinger, A., and Dickson, A. G. (2007). Total alkalinity: The explicit conservative expression and its application to biogeochemical processes. Marine Chemistry, 106(1-2 SPEC. ISS.), 287–300. https://doi.org/10.1016/j.marchem.2007.01.006

5.14. Distribución de Pterópodos en el Golfo de México: los centinelas de la acidificación oceánica

Barranco-Servin Linda[1]; Pech Daniel[1] y Barbero Leticia[2]

[1]El colegio de la Frontera Sur – Unidad Campeche. Av. Rancho Polígono 2-A. Col. Ciudad Industrial, Lerma Campeche. C.P. 24500.
[2]NOAA's Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory. 4301 Rickenbacker Causeway, Miami, Florida. 33149.
Autor de correspondencia: dpech@ecosur.mx

Resumen

Los pterópodos son gasterópodos planctónicos reconocidos por su importancia como indicadores biológicos para evaluar los impactos de la acidificación oceánica. Su concha constituida de aragonita es sensible a las variaciones químicas del océano, especialmente a la variación del pH. Con el objetivo de mejorar nuestro entendimiento sobre cómo las comunidades de pterópodos responderán a las condiciones del océano bajo un clima cambiante, el objetivo de este estudio fue caracterizar la distribución espacial de los pterópodos en el Golfo de México (GoM). Además, se determinó la variabilidad de los parámetros ambientales y cómo afectan esta distribución. Los datos fueron colectados en el crucero oceanográfico GOMECC-3 de la NOAA, que se llevó a cabo en el 2017 durante meses representativos del verano. Se muestrearon 51 estaciones ubicadas en 12 transectos paralelos a la costa, distribuidos a lo largo del GoM, incluyendo aguas de EEUU, México y Cuba. Se registraron un total de nueve familias que incluyen 20 géneros y 43 especies. Los géneros mejor representados son Limacina y Diacavolinia. Las especies más abundantes fueron *Creseis acicula f. acicula*, *Limacina trochiformis* y *Heliconoides inflatus.* Las más altas abundancias se registraron estaciones con influencia de descarga de ríos (*i.e.* La Sonda de Campeche en el suroeste y el río Mississippi en el norte del GoM). Los resultados sugieren que la variabilidad del Ωaragonita, salinidad y temperatura influyen en la abundancia y estructura de la comunidad de los pterópodos en el GoM.

Palabras clave: *pterópodos; Golfo de México; omega aragonita; acidificación oceánica.*

Abstract

Pteropods are planktonic gastropods recognized for their importance as biological indicators to assess the impacts of ocean acidification. Its shell made of aragonite is sensitive to the chemical variations of the ocean, especially to the variation of pH. In order to improve our understanding of how pteropod communities will respond to ocean conditions under a changing climate, the objective of this study was to characterize the spatial distribution of pteropods in the Gulf of Mexico (GoM). In addition, the variability of the environmental parameters and how they affect this distribution was determined. The data was collected on NOAA's GOMECC-3 oceanographic cruise, which took place in 2017 during representative summer months. 51 stations located in 12 transects parallel to the coast, distributed along the GoM, including waters of the USA, Mexico and Cuba were sampled. A total of nine families were recorded, including 20 genera and 43 species. The best represented genera were Limacina and Diacavolinia. The most abundant species were *Creseis acicula f. acicula*, *Limacina trochiformis* and *Heliconoides inflatus*. The highest abundances were recorded in stations with the influence of river discharge (*i.e.* the Sonda de Campeche in the southwest and the Mississippi River in the north of the GoM). The results suggest that the variability of Ωaragonite, salinity and temperature influence the abundance and structure of the pteropod community in the GoM.

Key words: *pteropods; Gulf of Mexico; omega aragonite; ocean acidification.*

Introducción

El océano constituye el único sumidero neto de bióxido de carbono atmosférico (Sabine *et al*. 2004). Dado el incremento de las emisiones de CO_2 de origen antropogénico hacia la atmosfera, el océano ha absorbido alrededor de un tercio de este y como consecuencia el pH y la disponibilidad de los iones de cabonato ($CO_3^{=}$) se han reducido en el océano superficial (Doney *et al*. 2009; Sabine *et al*. 2004). Estos cambios en la química del agua de mar, llamada acidificación oceánica, tienen el potencial de afectar a los organismos marinos, particularmente a aquellos que forman estructuras a partir del carbonato de calcio; se ha documentado que muchas especies de organismos calcificadores reducen sus tasas de calcificación y crecimiento en condiciones experimentales de altas concentraciones de CO_2 (Doney *et al*. 2009; Fabry *et al*. 2008).

Los pterópodos son gastrópodos adaptados a la vida pelágica que son vulnerables a los estresores acumulados del cambio global, incluyendo el calentamiento y la acidificación oceánica. Pertenecen al orden Pteropoda que se divide en tres subordenes: Euthecosomata, Pseudothecosomata y Gymnosomata. Los thecosomatas producen conchas de carbonato de calcio, en algunos pesudothecosomatos esta característica es remplazada por una pseudoconcha gelatinosa, mientras que los gynmosomatas únicamente poseen conchas en su etapa larval veliger y la pierden después de la metamorfosis (Bednaršek *et al*. 2016). La concha que los pterópodos construyen está hecha de aragonita, una forma metaestable del carbonato de calcio que es aproximadamente un 50% más soluble en el agua de mar que la calcita (Mucci, 1983), por lo cual son más sensibles a las condiciones de acidificación, experimentando disolución de sus conchas, reducción en el crecimiento de estas estructuras, mayor fragilidad, fragmentación, porosidad y mortalidad (ver Bernaršek *et al.,* 2016). Por lo anterior son considerados centinelas u organismos indicadores de la exposición a la acidificación oceánica (Manno *et al.,* 2017).

En el Golfo de México, diferentes estudios se han realizado con el propósito de determinar la distribución y abundancia de estos organismos (Lemus-Santana *et al*., 2014; Parra-Flores y Gasca, 2009) y su relación con variables ambientales (López-Arellanes *et al*., 2018). Lamentablemente, estos esfuerzos están limitados a una región y no representan un monitoreo constante con respecto al tiempo.

Los objetivos de este trabajo fueron evaluar la distribución y abundancia de las especies de pterópodos en las plataformas continentales del Golfo de México y determinar si existe una relación entre la variabilidad ambiental, incluyendo variables del sistema de los carbonatos, y la estructura de la comunidad de estos organismos.

Materiales y Métodos

El área de estudio comprende las plataformas continentales a lo largo del Golfo de México y algunas áreas oceánicas (Figura 1).

Las muestras biológicas y variables ambientales fueron colectadas durante el tercer crucero oceanográfico “Gulf of Mexico Ecosystem an Carbon Cycle Cruise” (GOMECC-3), que se llevó a cabo del 18 de julio al 21 de agosto del 2017 a bordo del R/V Ronald H Brown a cargo de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Se presenta información de 51 estaciones muestreadas en transectos paralelos a la línea que incluyen las plataformas continentales y algunas zonas oceánicas de Estados Unidos, México y Cuba (Figura 1).

Un total de 51 muestras de zooplancton fuero colectadas por medio de arrastres oblicuos superficiales (arriba de los 30 m). Se utilizó una red tipo bongo de 0.60 m de diámetro, con un tamaño de mall de 335µ, con dos flujómetros General Oceanics (2030c). Las muestras de zooplancton fueron conservadas en etanol al 96%. El alcohol fue remplazado a las 24 h después de su colecta y fueron almacenadas a 20 °C. Los pterópodos se obtuvieron de una fracción de las muestras. Los organismos fueron identificados

y contados en el laboratorio de Biodiversidad Marina y Cambio Climático (BIOMARCCA) del Colegio de la Frontera Sur (ECOSUR).

En cada estación se realizaron lances de CTD (Sea-Bird 9 Plus) y colecta de agua para la medición de variables hidrológicas y químicas respectivamente. Con el CTD se obtuvo la temperatura (°C), salinidad (psu) y oxígeno disuelto (µmol kg^{-1}). Con las muestras de agua se midió el carbono inorgánico disuelto (CID, µmol kg^{-1}), alcalinidad total (TA, µmol kg^{-1}), pH, nitrato+nitrito, fosfato y silicato. El estado de saturación del aragonita se obtuvo a partir del CID y AT con el software CO2sys.

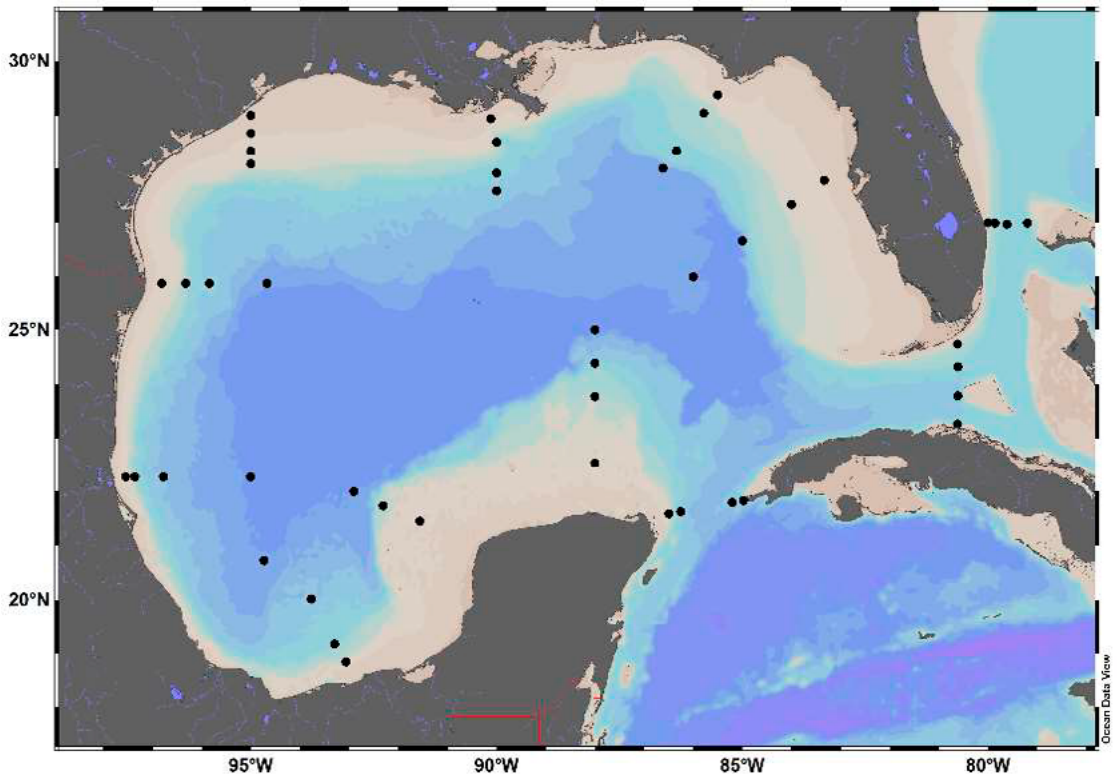

Figura 1. Área de estudio. Los puntos representan las estaciones muestreadas a lo largo del Golfo de México.

Análisis de datos

Se estimó el valor promedio integrado a una profundidad de 30 m de todas las variables ambientales. Esta matriz se estandarizó con el propósito de hacer la varianza menos disímil entre estaciones eliminando el efecto asociado a las diferentes escalas y unidades de medida. Se aplicó un análisis de componentes principales (PCA) para extraer los patrones de las variables ambientales. Los componentes que explicaron el 80% de la variación total fueron seleccionados para generar una matriz de similitud a partir de distancias Euclidianas. Respecto a la matriz de abundancia, esta fue transformada a log(x+1), para reducir el sesgo de las especies más abundantes. A partir de esta se generó una matriz de similitud usando el índice de Bray-Curtis (Clarke *et al.,* 2014).

A ambas matrices de similitud se les aplicó un análisis de agrupamiento clúster con base en la similitud promedio y la significancia de los grupos generados se evaluó con el análisis de perfil de similitud (SIMPROF). Para el caso de los pteropodos, de manera adicional se aplicó una prueba de porcentaje de similitud (SIMPER) para determinar cuáles especies contribuyeron en mayor proporción a la disimilitud de los patrones observados (Clarke *et al.,* 2014). Los métodos se llevaron a cabo con el software PRIMER v. 7 con PERMANOVA+.

Resultados y Discusiones

Patrones de distribución de las variables ambientales

Con base en el ACP se detectaron cuatro componentes significativos, de los cuales los dos primeros explican el 56.7% de la variación ambiental y estuvieron definidos por la salinidad y los nutrientes el primero, y por la temperatura, oxígeno disuelto, carbono inorgánico disuelto y el $\Omega_{aragonita}$ el segundo. Con base en el análisis de agrupamiento se determinaron cuatro agrupaciones significativas que fueron nombradas con base a su ubicación geográfica (Figura 2). Se pueden identificar con puntos negros, las estaciones asociadas a la entrada de agua caribeña delimitada por la corriente de lazo y su salida por el estrecho de Florida; una segunda separación se hace entre las estaciones oceánicas (puntos rojos) y las asociadas a la costa, las cuales se subdividen en costa norte de Estados Unidos (puntos verdes) y costa suroeste de México (puntos azules). Estas últimas se caracterizaron por presentar una mayor variabilidad, altas concentraciones de nutrientes.

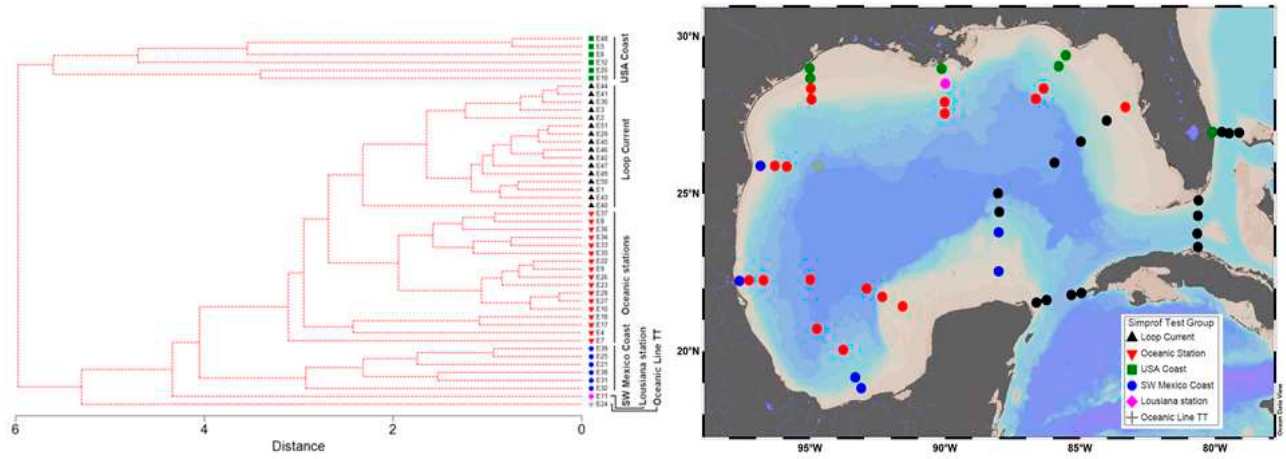

Figura 2. Dendograma para el agrupamiento de las variables ambientales de los sitios muestrados, usando la vinculación de agrupamiento promedio.
Los grupos generados se presentan en colores en el mapa al lado izquierdo y se nombraron con base a su ubicación geográfica.

Pterópodos: abundancia y distribución

En cuanto a la estructura del ensamblage de pterópodos se identificaron los tres ordenes: Euthecosomata, Pseudothecosomata y Gymnosomata. Diez familias, 20 géneros y 42 especies. Los géneros mejor representados fueron Limacina y Diacabolinia con seis y cinco especies respectivamente. Las especies más abundantes fueron *Creseis acicula* (Rang, 1828)*, Limacina trochiformis* (d'Orbigny, 1835) y *Heliconoides inflatus* (d'Orbigny, 1835). Con base en el análisis de agrupamiento se generaron dos grupos principales. En la Figura 3 se muestra en puntos azules un ensamblaje asociado a las estaciones oceánicas (incluyendo las estaciones de la corriente de lazo) que se caracterizó por la presencia de las especies *Heliconoides inflatus*, *C. acicula* y *Styliola subula* (Quoy y Gaimard, 1827). Un segundo grupo (puntos negros) asociado a estaciones costeras estuvo representado principalmente por *Creseis acicula*, *Limacina trochiformis* y *Cavolina inflexa*. Particularmente, la especie *C. acicula* contribuyó con más del 50% a la estructura del ensamblaje en las estaciones muestradas en el transecto frente a Lousiana, asociada a la descarga del río Mississippi.

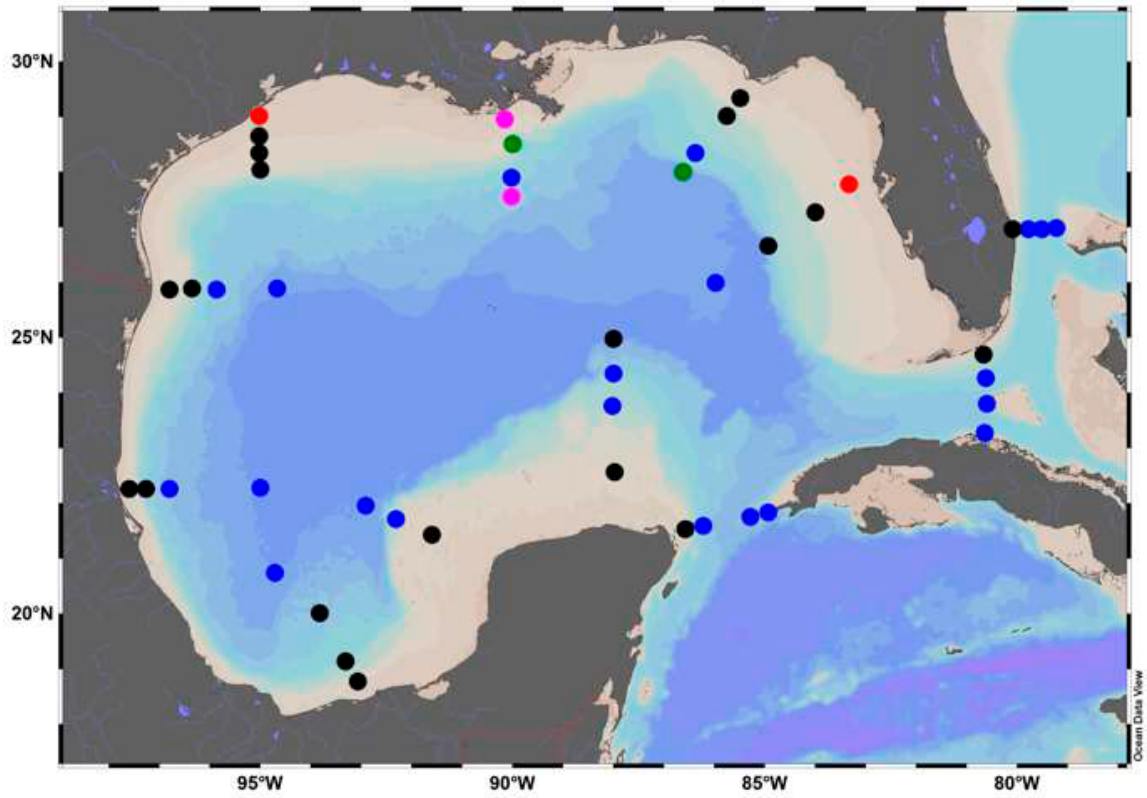

Figura 2. Distribución del ensamblaje de pterópodos en el Golfo de México.
Dos grupos principales se generan a partir del análisis SIMPROF: uno asociado a estaciones océanicas (puntos azules) y el segundo a estaciones costeras (puntos negros). Tres grupos agrupaciones adicionales se generaron en la zona norte del GoM que se caracterizaron por la dominancia de una o dos epecies, principalmente *Creseis acicula.*

Conclusiones

La distribución de los pterópodos parece estar influenciada por la dinámica del GoM, particularmente las condiciones ambientales características de la zona oceánica y la zona costera. El ensamblaje de pterópodos asociado a la costa se caracterizó por la dominancia de pocas especies, particularmente de *Creseis acicula, Limacina helicina* y *Cavolina inflexa.* Esta región se caracterizó por altas concentraciones de nutrientes y una mayor variabilidad en la temperatura y salinidad.

El ensamblaje asociado a la zona oceánica, tiene un mayor número de especies respecto al costero y se caracterizó por la presencia de la especie *Heliconoides inflatus* y *Styliola subula*. Esta zona presenta condiciones ambientales menos variables y su variación está determinada por el oxígeno disuelto, DIC y el estado de saturación del aragonita.

Agradecimientos

Agradecimientos al proyecto Gulf of Mexico Ecosystems and Carbon Cycle (GOMECC-3), financiado por la NOAA. Al laboratorio de Biodiversidad Marina y Cambio Climático (BIOMARCCA) del ECOSUR, particularmente a Lucio Loman y Anabel León por la colecta e identificación de los pterópodos.

Literatura citada

Bednaršek, N., Harvey, C.J, Kaplan, I.C., Feely, R.A., Možina, J. 2016. Pteropods on the edge: cumulative effects of ocean acidification, warming, and deoxygenation. Progress in Oceanography. 145: 1-24.

Clarke, K.R., Groley, R.N., Somerfield, P.J. Warwick, R.M. 2014. Change in marine communities: an approach to statistical analysis and interpretation, 3ed. PRMER-E: Plymouth.

Doney, S.C., Fabry, V.J., Feely, R.A., Kleypas J.A. 2009. Ocean Acidification: the other CO_2 problem. Annual Review of Marine Science, 1: 169:92.

Fabry, V.J., Seibel, B.A., Feely, R.A., Orr, J.C. 2008. Impacts of ocean acidification on marine fauna and ecosystems processes. ICES Journal of Marine Science, 65: 414-432.

Lemus-Santana, E., Sanvicente-Añorve, L., Hermoso-Salazar, M., Flores-Coto C., 2014. The holoplanktonic Mollusca from the southern Gulf of Mexico. Part 2: pteropods. Cah. Bio. Mar. 55:241-258.

López-Arellanes, H., Funes-Rodríguez, R., Flores-Coto, C., Zavala-García, F., Espinosa-Fuentes, M.L. 2018. Comparison of pteropod assemblages and their relationship with environmental variables in the southern Gulf of Mexico. J. of Molluscan Studies. 84: 386-396.

Manno, C., Bednaršek, N., Tarling, G.A., Peck, V.L., Comeau, S., Adhikari, D., Bakker, D.C.E., Bauerfeind, E., Bergan, A.J., Berning, M.I., Buitenhuis, E., Burridge, A.K., Chierici, M., Flöter, S., Fransson, A., Gardner, J., Howes, E.L., Keul, N., Kimoto, K., Kohnert, P., Lawson, G.L., Lischka, S., Maas, A., Mekkes, L., Oakes, R.L., Pebody, C., Peijnenburg, K.T.C.A., Seifert, M., Skinner, J., Thibodeau, P.S., Wall-Palmer, D., Ziveri, P., 2017. Shelled pteropods in peril: Assessing vulnerability in a high CO_2 ocean. Earth-Science Rev. 169, 132–145.

Mucci, A., 1983. The solubility of calcite and aragonite in seawater at various salinities, temperatures and one atmosphere total pressure. American Journal of Science. 283: 780-799.

Parra-Flores, A. Gasca, R. 2009. Distribution of pteropods (Mollusca: Gastropoda: Thecosomata) in surface waters (.10 m) of the Western Caribbean Sea (winter 2007). Resita de Biología Marina y Oceanografía. 44(3):647-662.

Sabine, C.L., Feely, R.A., Gruber, N., Key, R.M., Kitack, L., Bullister, J.L., Wanninkhof, R., Wong, C.S., Wallace, W.R., Tilbrook, B., Millero, F.J., Peng, T-H., Kozyr, A., Ono, T., Rios, A.F. 2004. The Oceanic Sink for Anthropogenic CO_2. Science, 305: 367-371.

5.15. Distribución vertical de algunas variables del sistema de carbono en el límite superior de la alberca cálida del Pacífico tropical mexicano

Espinosa-Carreón T. Leticia[1]; Flores-Trejo Lorena[1]; De la Cruz-Ruiz A. Itahi[1]; Hernández-Ayón J. Martín[2]; Chapa-Balcorta Cecilia[3] y Hernández-Becerril David[4]

[1]Instituto Politécnico Nacional, Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional Unidad Sinaloa. Boulevard Juan de Dios Bátiz Paredes No. 250, Col. San Joachín. CP 81101, Guasave, Sinaloa, México.
[2]Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Carretera Ensenada-Tijuana No. 3917. Fraccionamiento Playitas. CP. 22860, Ensenada, Baja California, México.
[3]Universidad del Mar, Puerto Ángel, Oaxaca, México.
[4]Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México. Apdo. Postal 70-305.Ciudad Universitaria, Coyoacán, CDMX, 04510, México.
Autor para correspondencia: leticiaesp@gmail.com

Resumen

En los años de 2017, 2018 y 2019 se visitó la misma región oceánica frente a Acapulco, Guerrero a bordo del B/O "El Puma" de la UNAM. Dicha zona podría considerarse como el límite superior de la alberca cálida del Océano Pacífico Tropical. Se registraron los perfiles de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y clorofila mediante un CTD SeaBird 119, y a profundidades discretas se tomaron alícuotas para la determinación de carbono inorgánico disuelto (CID) y alcalinidad total (AT). Mediante el programa CO2SYS se calculó el pH (sw) y la Omega aragonita (Ω_{Arag}). La distribución vertical de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y clorofila, mostró diferencias interesantes entre los diferentes años, siendo evidente sólo un máximo de clorofila en 2018, mientras que en 2017 y 2019 se presentaron dos máximos de clorofilas. Los valores de CID y pH mostraron comportamientos inversos, en la columna de agua en los tres años, en AT se apreció entre la superficie y los 100 m una disminución muy ligera, incrementándose hacia la zona profunda. La distribución de la Ω_{Arag} mantuvo niveles de precipitación a lo largo de la columna de agua en las capas superficiales en los tres años, sin embargo, a niveles profundos, en el 2017 se registraron niveles <1, lo que sugiere disolución de carbonato de calcio, mientras que en 2018 se mantuvo en equilibrio, en 2019 a partir de los 250 m, se presentó una disolución.

Palabras clave: *sistema del carbono, hidrología, Océano Pacífico tropical mexicano, alberca de agua cálida, Guerrero, México.*

Abstract

In the years of 2017, 2018 and 2019 the same oceanic region was visited off Acapulco, Guerrero aboard the R/V "El Puma" of UNAM. This area could be considered as the upper limit of the warm pool of the Tropical Pacific Ocean. The profiles of temperature, salinity, dissolved oxygen and chlorophyll were recorded by means of a SeaBird 119 CTD, and aliquots were taken at discrete depths for the determination of dissolved inorganic carbon (CID) and total alkalinity (AT). Using the CO2SYS program, the pH (sw) and the Omega Aragonite (ΩArag) were calculated. The vertical distribution of temperature, salinity, dissolved oxygen and chlorophyll showed interesting differences between the different years, with only a maximum of chlorophyll being evident in 2018, while two maximums of chlorophylls were presented in 2017 and 2019. The DIC and pH values showed inverse behaviors, in the water column in the three years, in AT a very slight decrease was observed between the surface and 100 m, increasing towards the deep zone. The distribution of the Ω_{Arag} maintained precipitation levels along the water column in the superficial layers in the three years, however, at deep levels, in 2017 levels <1

were recorded, suggesting dissolution of calcium carbonate, while in 2018 it remained in balance, in 2019 below to 250 the condition was dissolution.

Key words: *carbon system, hydrology, Pacific Tropical of Central Mexico, warm pool, Guerrero, Mexico.*

Introducción

El Océano Pacífico tropical oriental presenta una variabilidad estacional de temperatura superficial del mar, por presentar una temperatura promedio de 28.5 ºC se le conoce como la alberca de agua cálida del Pacífico oriental y se localiza entre los 6º y 15º N, su variabilidad está influenciada por la Corriente de California, el golfo de Tehuantepec y el golfo de Papagayo, por la Zona de Convergencia Intertropical, señales remotas, así como la variabilidad de las corrientes ecuatoriales, entre otras (Flores-Morales *et al*., 2009). En una estación oceanográfica (16º10.929´ N y 100º05.974´ W), localizada frente a la región de Acapulco, Guerrero, se monitoreó por tres años consecutivos algunas variables del sistema de carbono, por lo que dicha estación podría considerarse como el límite superior de la alberca de agua cálida. En esta región se han realizado muy pocos trabajos sobre el sistema de carbono, en particular se puede citar el realizado por De la Cruz-Ruíz (2020) que estimó los flujos de CO_2 océano-atmósfera en abril de 2017 y 2018, con valores cercanos a el equilibrio en 2017 y ligeramente negativos en 2018. El objetivo de este trabajo fue conocer la variabilidad vertical de la temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, clorofila, carbono inorgánico disuelto, alcalinidad total, pH (sw) y omega aragonita en una zona que podría corresponder al límite norte de la alberca de agua cálida del Pacífico tropical mexicano en abril de 2017, 2018 y 2019.

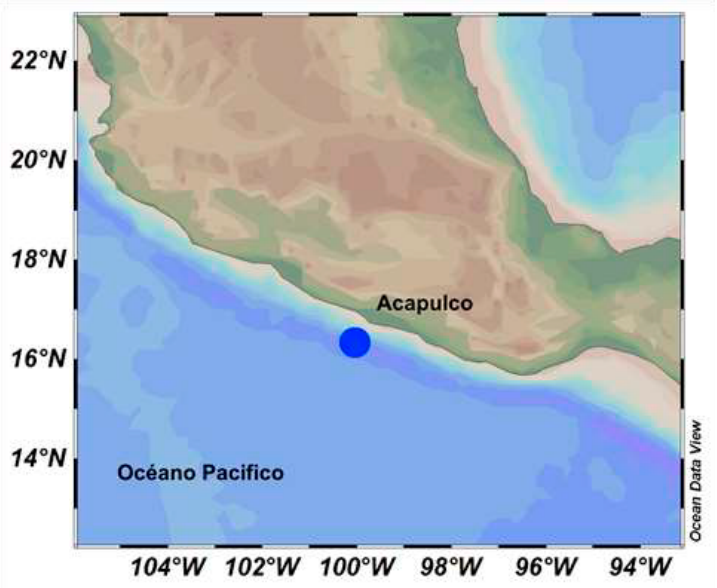

Figura 1. Área de estudio.
El punto azul representa la estación oceanográfica monitoreada en 2017, 2018 y 2019.

Material y Métodos

El área se encuentra en la región oceánica frente a Acapulco, Guerrero (Figura 1). A bordo del B/O "El Puma" de la UNAM, se realizaron tres cruceros en abril de 2017, 2018 y 2019. Con ayuda de un CTD SeaBird SBE 911, se registraron la temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y clorofila desde la superficie hasta los 1200 m de profundidad. Acopladas a una roseta, y con ayuda de botellas Niskin de 5

L de capacidad a diferentes profundidades discretas para la determinación de CID y AT, se tomaron cuidadosamente alícuotas de agua en una botella de borosilicato de 125 ml, para su conservación se le añadió 100 µl de cloruro de mercurio a saturación. Los diagramas T-S se realizaron a partir de los cálculos de la temperatura conservativa y la salinidad absoluta mediante el software del proveedor y de acuerdo con IOC/SCOR/IAPSO (2010) y McDougall *et al*. (2012).

El CID y AT se analizaron con equipos Apollo SciTech AS-C3 y AS-ALK2 respectivamente. Se utilizaron subestándares de referencia proporcionados por el Dr. Martín Hernández-Ayón del IIO-UABC, considerando un error máximo del 0.5% en los análisis. Mediante el programa CO2SYS (Lewis y Wallace, 1988) se calculó el pH en escala de agua de mar (sw) y la Ω_{Arag} a partir de CID, AT, temperatura y salinidad (Mehrbach *et al*., 1973) con las sugerencias de Dickson y Millero (1987).

Resultados y Discusión

El diagrama T-S obtenido en los tres años, mostró una contribución reducida del Agua de Transición, y en 2019 muy poca influencia del Agua Tropical Superficial, y muy poca variabilidad del Agua Intermedia del Pacífico. Los valores de salinidad de 2019 son ligeramente mayores en el AstSs y AIP (Figura 2).

Los perfiles de temperatura no mostraron diferencias entre los tres años, con temperaturas superficiales >27 ºC con descenso paulatino hasta llegar a <5 ºC a 1000 m (Figura 3a). La salinidad absoluta de acuerdo con Portela *et al*. (2016) en los tres años se comportó como representante del agua tropical (Figura 3b).

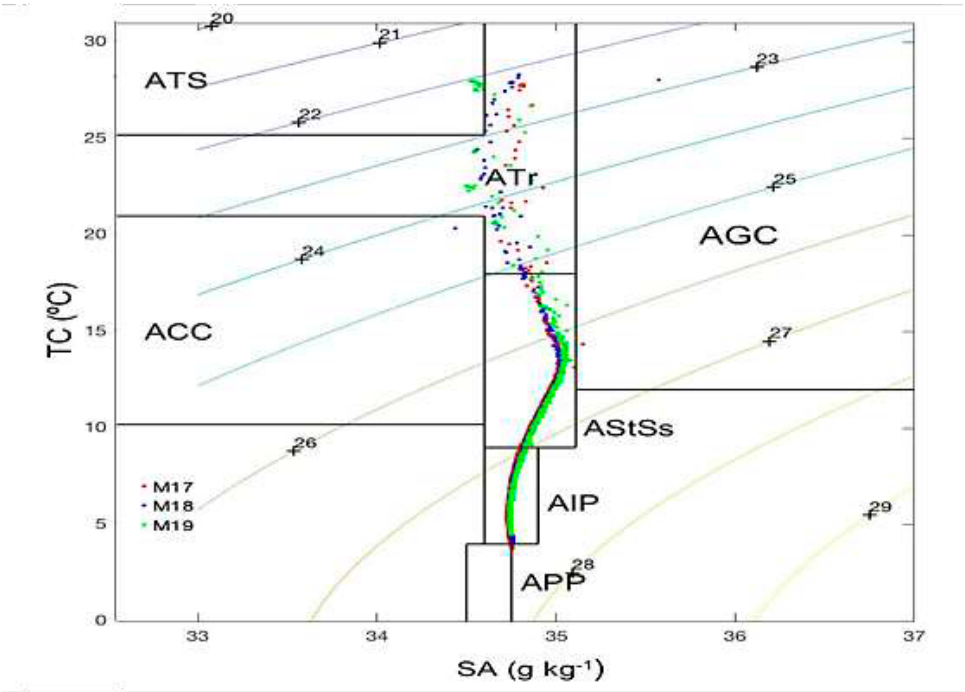

Figura 2. Diagrama de Salinidad Absoluta (SA g kg^{-1}) y Temperatura Conservativa (TC ºC) en la estación de monitoreo durante abril 2017 (M17), 2018 (M18) y 2019 (M19).
Calificación de las masas de agua de acuerdo con Portela *et al*. (2016).
ATS=Agua Tropical Superficial, ACC=Agua de la Corriente de California, AGC=Agua del Golfo de California, ATr=Agua de Transición, AIP=Agua Intermedia del Pacífico, APP=Agua Profunda del Pacífico.

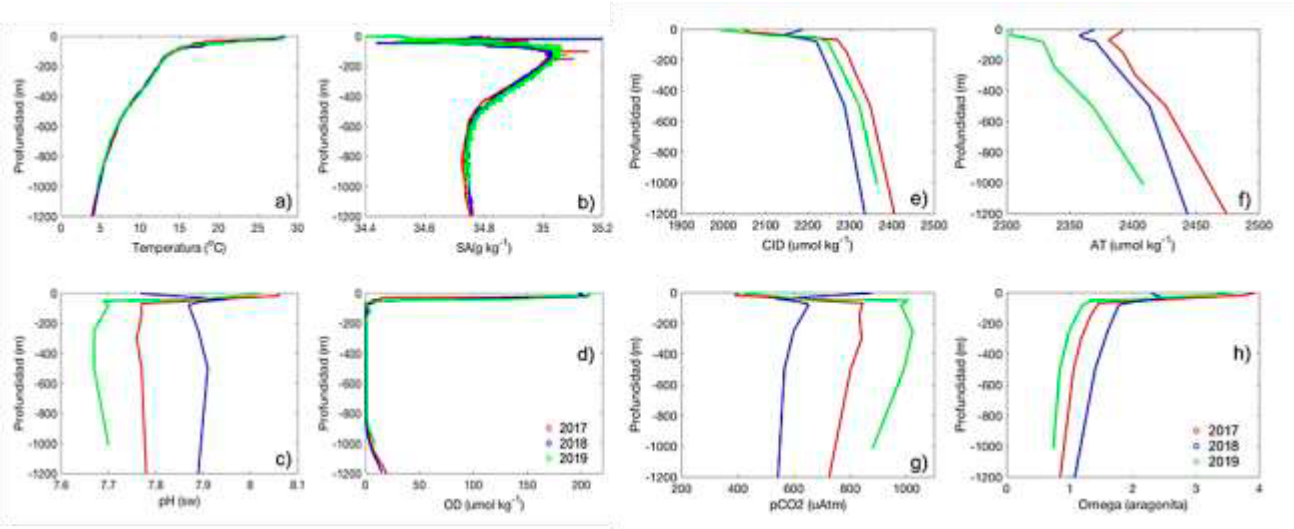

Figura 3. Perfiles de a) temperatura (ºC), b) salinidad absoluta (SA g kg^{-1}), c) pH, d) oxígeno disuelto (µmol kg^{-1}), e) carbono inorgánico disuelto (CID µmol kg^{-1}), f) alcalinidad total (AT µmol kg^{-1}), g) presión parcial de CO_2 (pCO_2 µatm), h) omega aragonita (Ω_{Arag}) en la estación de monitoreo en 2017, 2018 y 2019.

Los perfiles de CID y AT, mostraron valores menores en superficie y su incremento conforme aumenta la profundidad. Llama la atención los valores bajos de AT en 2019 en practicamente todo el perfil, que también fueron los más bajos de pH, los más altos en pCO_2 y los más bajos de Ω_{Arag} (Figura 3e, f, g, h).

Los valores de pH (sw) superficiales fueron de 8.06 en 2017 y descienden paulatinamente hasta 7.78 a 1200m, en 2018 los superficiales fueron de 7.77 descienden hasta 7.89 a 1189 m, en 2019 los superficiales fueron de 8.02 y disminuyen a 7.70 a 1010 m. Trucco-Pignata *et al*. (2019) reporta valores superficiales de pH en 2015-2016 de 7.77 ± 0.16, los cuales coinciden solo en 2018. Los altos valores de pH en superficie en 2017, sugieren estar relacionados con altas concentraciones de biomasa fitoplanctónica (Figura 3c y 4b) (Simpson y Zirino, 1980).

En los perfiles de oxígeno disuelto la concentracion superficial fue 201 µmol kg^{-1} en 2017, de 196 µmol kg^{-1} en 2018 y de 207 µmol kg^{-1}. De acuerdo con Maske *et al*. (2010), el núcleo de la capa del mínimo de oxígeno se encuentra en 4 µmol kg^{-1}, por lo que se puede decir que el espesor de la capa, en 2017 se encontró entre 65 y 955 m, en 2018 se registró entre 70 y 999 m y en 2019 entre 58 y 924 m (Figura 2c). Cepeda-Morales *et al*. (2013), mencionan que el límite superior de la zona del mínimo de oxígeno (ZMO) en el Pacífico tropical oriental mexicano (16º-23º N), se encontró a ~60 m, lo cual coincide con lo reportado en este trabajo, que es resultado del transporte hipoxico del agua subtropical subsuperficial (AstSs). Mientras que Trucco-Pignata *et al*. (2019), menciona que el límite superior de la ZMO en el Océano Pacífico central mexicano (18º-25.5º N) en 2015-2016, se registró entre 10 y 325 m.

Los perfiles de pCO_2 mostraron un declive que coincide con un incremento de pH en los estratos superficiales, en 2019 el perfil de pH después de los ~80 m registró valores de ~7.7 hasta los 1000 m, y la máxima pCO_2 en los tres años. De acuerdo con Sarmiento y Gruber (2006), la variabilidad de la pCO_2 está determinada por el CID y AT, aunque es importante resaltar los efectos de la salinidad, temperatura, así como los procesos físicos y biológicos, por lo que, en 2019, es muy probable que se haya presentado un proceso muy intenso que moduló la alcalinidad total, y que a su vez se reflejó en las otras variables del sistema del carbono.

La distribución de la ΩArag mostró un patrón similar al de pH. En 2018 se registraron los más altos y en 2019 los más bajos. En 2017 sólo el valor de 1200 fue <1, en 2018 en todo el perfil se presentaron valores >1, en 2019 los valores <1 se registraron a partir de los 250 m (Figura 3d).

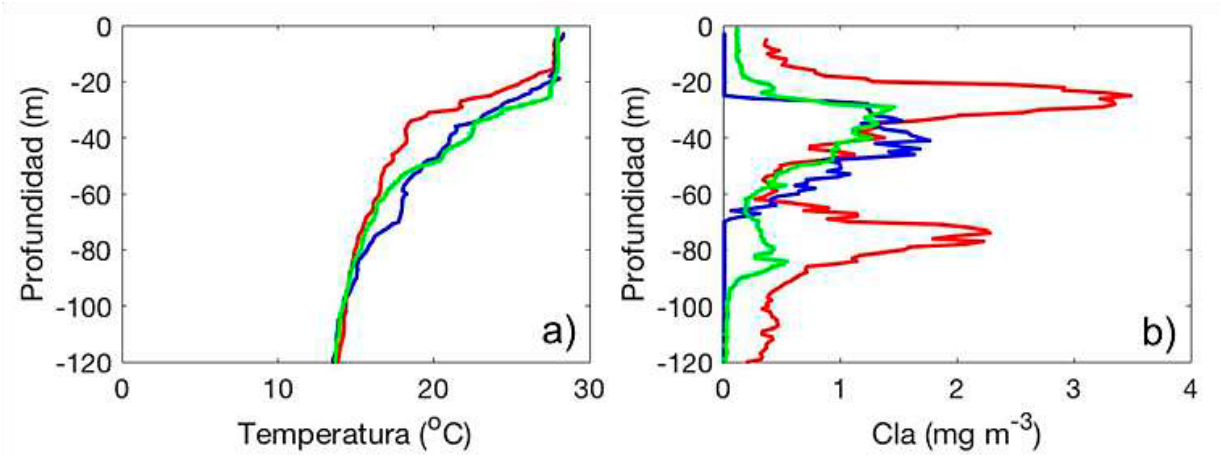

Figura 4. Perfiles verticales de: a) temperatura, b) clorofila (mg m^{-3}) a 120 m de profundidad. Color rojo 2017, azul 2018 y verde 2019.

Por lo valores de pH y los de ΩArag en superficie se sugieren que no hay evidencia de procesos de surgencias costeras, lo que sugiere que la distribución de CID y pCO_2 son controladas por la advección horizontal, además de que las masas de agua determinan la concentración de CID y por lo tanto de pCO_2 superficial, por lo que la salinidad y las propiedades químicas pueden ser modificadas en la zona transicional donde se encuentra la estación de monitoreo. Los valores promedio y desviación estándar de CID y de pCO_2 en los tres años (2152±90 µmol kg^{-1}; 668±227 µatm respectivamente) para el Agua Transicional, estuvieron por encima a lo reportado por Chapa-Balcorta *et al*. (2015) (1906±29 µmol kg^{-1}; 560±260 µatm respectivamente), sin embargo, para el Agua Subtropical Subsuperficial fueron mayores en CID, pero menores en pCO_2 (2248-2348 µmol kg^{-1}; 599-1023 µatm respectivamente) a lo reportado por el mismo autor (2252-2268 µmol kg^{-1}; 1290-1340 µatm respectivamente).

En los perfiles de temperatura de la superficie hasta los 120 m se aprecia con mayor detalle la profundidad de la capa de mezcla, siendo la más somera en 2017 de 20 m, y la más profunda en 2018 de 26 m. La distribución de clorofila en 2017 y 2019 presentó dos máximos, el primero ubicado entre 22 y 34 m con 3.4 mg m^{-3} en 2017 y entre los 30 y 42 m con 1.2 mg m^{-3} en 2019, el segundo máximo se ubicó entre 70-80 m con 2.2 mg m^{-3} en 2017 y entre 75-88 m con 0.3 mg m^{-3} en 2019. Llama la atención que en 2018 se presentó sólo un máximo entre 30-50 m con 1.6 mg m^{-3} (Figura 4).

La capa de mezcla registrada en los tres años fue similar a la reportada por Portela *et al*. (2016) para primavera (24±12). De acuerdo con Cepeda-Morales *et al*. (2009), en el Pacífico Oriental Tropical Mexicano, es evidente la presencia de dos máximos de clorofila, lo que coincide con lo registrado en 2017 y 2019, sin embargo, no en el 2018. El primer máximo es asociado a la nutriclina, mientras que el segundo al grupo de la cianobacteria *Prochlorococcus,* reportado por Hernández-Becerril *et al*. (2015) para el verano en el golfo de Tehuantepec.

Conclusiones

En los tres años se presentó un predominio del Agua Transicional y el Agua Subtropical Subsuperficial con altos valores de CID. Los valores de CID y pH mostraron comportamientos inversos en la columna de agua en los tres años, los valores máximos de DIC se registraron en 2017 a 1200 m, los valores máximos de pH se registraron en superficie en 2018. En AT a lo largo de los primeros metros (superficie y los 100 m) se apreció una disminución muy ligera, incrementándose hacia la zona profunda. La distribución de la Ω_{Arag} mantuvo niveles de precipitación a lo largo de la columna de agua en las capas superficiales en los tres años, sin embargo, a niveles profundos, en el 2017 se registraron niveles <1, lo que sugiere disolución de carbonato de calcio, mientras que en 2018 se mantuvo en equilibrio, en 2019

a partir de los 250 m, se presentó una disolución. La distribución vertical de temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y clorofila, mostraron diferencias interesantes entre los diferentes años, en 2017 y 2019 se presentaron dos máximos de clorofilas, y en 2018 sólo uno. De acuerdo a la literatura el primero es asociado a la nutriclina, mientras que el segundo al predominio de las cianobacterias.

Agradecimientos

Gracias por el apoyo recibido por la Coordinación de la Investigación Científica de la UNAM para el desarrollo de los cruceros MareaR-IX, X y XI ("Estructura vertical del fitoplancton marino en el Pacífico central mexicano y la importancia de la fracción del picofitoplancton" realizados en abril 2017, 2018 y 2019). Al apoyo del IPN a los proyectos SIP20180274, SIP20195181 y SIP20200716. ECL tiene beca EDI y COFAA, CRAI tiene beca institucional y BEIFI.

Literatura citada

Cepeda-Morales, J., E. Beier, G. Gaxiola-Castro, M.F. Lavín, V. M. Godínez. 2009. Effect of the oxygen minimum zone on the second chlorophyll maximum in the Eastern Tropical Pacific off Mexico. Ciencias marinas. 35(4): 389-403.

Cepeda-Morales, J., G. Gaxiola-Castro, E. Beier, V. M. Godínez. 2013. The mechanisms involved in defining the northern boundary of the shallow oxygen minimum zone in the eastern tropical Pacific Ocean off Mexico. Deep-Sea Res I. 16: 1-12, https://doi.org/10.1016/j.dsr.2013.02.004

Chapa-Balcorta, C; Sosa-Ávalos, R; Hernández-Ayón, J.M; Espinosa-Carreón, T-L; Lara-Lara, R; Guerra-Mendoza, R.A. 2019. Almacenes y Flujos en ecosistemas marinos. En: Paz-Pellat, F; Hernández-Ayón, J.M; Sosa-Ávalos, R; Velázquez-Rodríguez, A.S. (Ed). 2019. Estado del ciclo del Carbono: Agenda Azul y Verde. Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, Estado de México, México. ISBN: En trámite. 3-13 pp.

De la Cruz-Ruíz, A. I. 2020. Estimación de flujos de CO_2 océano-atmósfera en una región tropical del Pacífico mexicano. Tesis de Maestría. Instituto Politécnico Nacional-CIIDIR Unidad Sinaloa. 70 p.

Dickson, A. G. and F. J. Millero. 1987. A comparison of the equilibrium constants for the dissociation of carbonic acid in seawater media. Deep Sea Research Part A, Oceanographic Research Papers 34:1733-1743.

Flores-Morales A.L., A. Parés-Sierra, S.G. Marinone. 2009. Factors that module the seasonal variability of the sea surface temperature of the Eastern Tropical Pacific. Geofísica Internacional, 48(3): 337-349.

Hernández-Becerril , D.U., L.F. López-Tachiquín, M.L. Machaín-Castillo, M.A. Monreal-Gómez. 2015. Distribution of photosynthetic pigments of phytoplankton from the Gulf of Tehuantepec in summer (June, 2003): importance of the picophytoplankton. Hodrologica. 25(3): 365-374.

IOC/SCOR/IAPSO, 2010: The international thermodynamic equa- tion of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission Manuals and Guides 56, UNESCO, 196 pp.

Lewis, E. and D.W.R. Wallace. 1998. Program Developed for CO_2 System Calculation. ORNL/CDIAC-105. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenesse.

McDougall, T.J., Jackett, D. R., F. J. Millero, R. Pawlowicz, P. M. Baker. 2012. A global algorithm for estimating Absolute Salinity. Ocean Science, 8: 1123-1134, doi:10.5194/os-8-1123-2012

Portela E., E. Beier, D. Barton, R. Castro, V. Godínez, E. Palacios-Hernandez, P. Fiedler, L. Sánchez-Velazco and A. Trasviña. 2016. Water masses and circulation in the Tropical Pacific off Central Mexico and surrounding areas. American Meteorological Society. 46: 3069-3081.

Trucco-Pignata, P. N; Hernández-Ayón, J.M; Santamaría-Del-Ángel, E; Beier, E; Sánchez-Velasco, L; Godínez, M.V; Norzagaray, O. 2019. Ventilation of the upper Oxygen Minimum Zone in the coastal region off Mexico: Implications of El Niño 2015-2016. Frontiers in Marine Science. 6:459.

Sarmiento, J.L; Gruber, N. 2016. Ocean Biogeochemical Dynamics. Princenton University Press. United States of America. 320-335 pp.

Simpson, J. J., and A. Zirino (1980), Biological control of pH in the Peruvian coastal upwelling area, Deep Sea Res., Part A, 27, 733 – 744.

6 Ecosistemas Terrestres

6.1. Servicios ecosistémicos en suelos del ejido Ojo de Agua de los Montes, Aguascalientes

Meraz-Jiménez Antonio de J.[1]; Mendieta-Vázquez Araceli G.[1]; López-Santos A.[2]; Díaz-Romo Abraham[1]; Martínez-Calderón Víctor M.[1] y Torres-González Jorge A.[1]

[1]Centro de Ciencias Agropecuarias, Universidad Autónoma de Aguascalientes, domicilio conocido s/n Mpio. de Jesús María, Ags.
[2]Unidad Regional Universitaria de Zonas Áridas de la Universidad Autónoma Chapingo, domicilio conocido s/n CP AP # 8.
Autor para correspondencia: alejandro.torres@edu.uaa.mx

Resumen

Los suelos son un recurso fundamental para la creación de una serie de bienes y servicios integrales para los ecosistemas y el bienestar humano. El mantenimiento y mejora de los recursos globales del suelo es esencial para satisfacer la necesidad general de la humanidad, de alimentos, agua y seguridad energética. Se concibe el suelo como soporte de infraestructura y medio de producción agrícola, en tanto que los servicios ambientales que provee son poco valorados y reconocidos. El objetivo fue evaluar el potencial que tiene el suelo de almacenar carbono y de la generación de servicios ecosistémicos. La unidad de estudio se desarrolló en el área de uso común del ejido Ojo de Agua de los Montes, localizado en el municipio de Tepezalá, Aguascalientes. Se realizó un muestreo aleatorio por unidad de suelo, a cada sitio de muestreo se le obtuvo su coordenada geográfica (X, Y), para su posterior representación cartográfica, además del carbono se cuantificaron los servicios ecosistémicos de la unidad de suelo. El suelo presentó una variación de 39 a 7 T/C ha y la unidad de suelo Fluvisol es la que ofrece mayor calificación de servicio ecosistémico, lo cual refleja la riqueza del suelo y el potencial que representa para la población del ejido, y por lo tanto, la importancia de que se conozca y valore para evitar cambios de uso de suelo sin criterio de manejo y garantizar su conservación.

Palabras clave: *unidad de suelo; valoración ambiental; IDW; geolocalización.*

Abstract

Soils are a key enabling resource, central to the creation of a host of goods and services integral to ecosystems and human well-being. The maintenance or enhancement of global soil resources is essential if humanity's overarching need for food, water, and energy security. Soil is generally conceived as infrastructure support and medium for agricultural production, while the environmental services soil provides are poorly valued or recognized. The objective was to evaluate the potential of the soil to store carbon and the generation of ecosystem services. The study unit was developed in the common use area of Ojo de Agua de los Montes ejido, located in municipality Tepezalá, Aguascalientes. Random sampling was carried out per unit of soil, each site was obtained with its geographical coordinate (X, Y), for later spatial representation, in addition to carbon, the ecosystem services of the soil unit were quantified. The soil presented a variation of 39 to 7 T/C ha and Fluvisol soil unit is the one that offers the highest qualification of ecosystem service, which reflects the richness of the soil and the potential it represents for the ejido population, and therefore, the importance of being known and valued to avoid changes in land use without management criteria and ensure its conservation.

Key words: *soil unit; environmental assessment; IDW; GPS; geolocation.*

Introducción

Los suelos son un recurso fundamental para la creación de una serie de bienes y servicios integrales para los ecosistemas y el bienestar humano. El mantenimiento y mejora de los recursos globales del suelo es esencial para satisfacer la necesidad general de la humanidad de alimentos, agua y seguridad energética de acuerdo con los derechos soberanos de cada estado sobre sus recursos naturales. En particular, los aumentos proyectados en la producción de alimentos, fibra y combustible requeridos para lograr la seguridad alimentaria y energética aumentarán la presión sobre el suelo (FAO e ITPS 2015). Ayala *et al*. (2018) concibe el suelo como soporte de infraestructura y medio de producción agrícola, en tanto que los servicios ambientales que provee son poco valorados y reconocidos.

Las presiones externas pueden influir en las propiedades del suelo y, por lo tanto, en las funciones o procesos de los servicios ecosistémicos y, en última instancia en el hombre, las presiones pueden ser impuestas por diferentes usos del suelo (tipo, manejo), condiciones climáticas y sus interacciones, (Lilburne *et al.,* 2020)

Las cuestiones relacionadas con los suelos ya no se limitan a la agronomía y/o silvicultura, sino que deben extenderse a todo el medio ambiente y a los sistemas sociales y culturales, se cree que uno de los temas que debe considerarse como un camino ganador en el campo de la ciencia del suelo, se refiere a la asignación de un "valor económico" a los servicios ofrecidos por los suelos (Dazzi *et al*., 2019).

En el caso de México poco más de la mitad de las tierras se encuentran en posesión de ejidos y comunidades agrarias; esto significa que la mayoría de los montes, bosques, selvas, matorrales, superficie de labor, minas, bancos de materiales, cuerpos de agua y litorales son de propiedad social. Aunque los ejidos y comunidades agrarias tienen un gran potencial productivo y de generar servicios ambientales, la mayoría de ellos exhibe carencias que dificultan la producción (Morett Sánchez y Cosío Ruiz, 2017). Las tierras ejidales se dividen principalmente en tres usos: asentamiento humano, parceladas y de uso común, esta última es donde se enfoca el desarrollo del proyecto. El ejido Ojo de Agua de los Montes, está ocupado por 156 Ejidatarios, 91 avecindados y 12 posesionarios (RAN, 2019). El objetivo fue evaluar el potencial que tiene el suelo de almacenar carbono y de la generación de servicios ecosistémicos, dicha información es útil para que la comunidad conozca la importancia del cuidado del suelo, así como el riesgo que pueden tener si no se manejan adecuadamente.

Materiales y Métodos

El estudio se desarrolló en el área de uso común del ejido del ejido Ojo de Agua de los Montes, se ubica en el municipio de Tepezalá, estado de Aguascalientes, México (Figura 1).

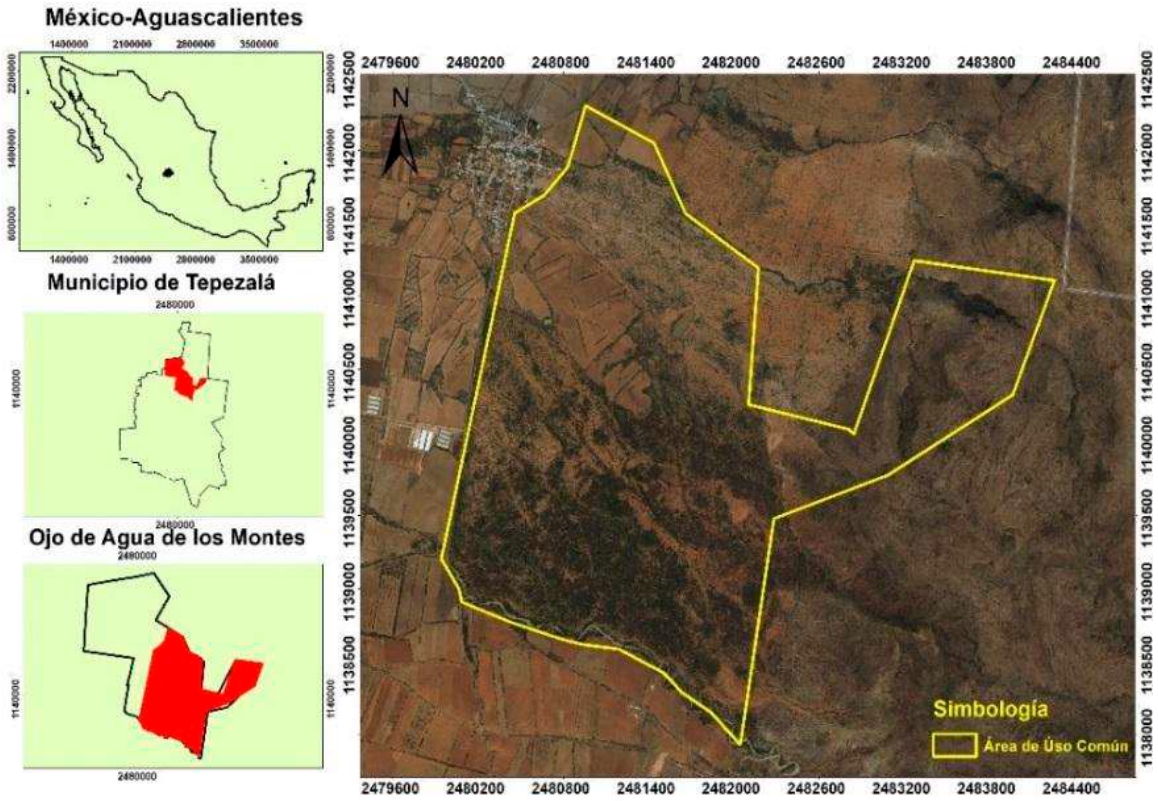

Figura 1 localización del ejido Ojo de Agua de los Montes.
Fuente marco geoestadístico INEGI, 2018 y Registro Agrario Nacional, 2019.

Recopilación de cartografía

Se usó la información cartográfica del inventario forestal estatal y el mapa de suelos del estado de Aguascalientes, escala 1: 50 000, el marco geoestadístico de los Estados Unidos Mexicanos y el polígono ejidal del área de estudio obtenido del Registro Agrario Nacional.

Colecta de muestra de suelo

El muestreo de suelo se realizó mediante un sistema aleatorio en las diferentes unidades de suelo, bajo las especificaciones que maneja la NOM-021-RECNAT-2000. Las muestras se colectaron en bolsas plásticas y etiquetaron cada una de ellas, las cuales fueron transportadas al Laboratorio de Análisis de suelos, Agua y Nutrientes Vegetales del Centro de Ciencias Agropecuarias, para el análisis de materia orgánica, carbono y densidad aparente.

Sistema de información geográfica (Geoprocesamiento)

A cada muestra de suelo se le obtuvo la coordenada geográfica (X, Y), con GPS para su posterior representación espacial, se realizó un cuadro con las coordenadas, a la cual se le agregó los valores de materia orgánica y carbono obtenidos en laboratorio, para posteriormente hacer la interpolación (IDW), y de esta manera, espacializar dichos resultados dentro del mapa del ejido. Para los geoprocesos y el manejo de vectores y ráster de la zona de estudio se utilizó el software RStudio y ArcMap 10.2.2.

Con paquete ráster y la función crop en RStudio se obtuvo el corte de la información edafológica y de vegetación para el polígono ejidal, así como la superficie del uso de suelo. Con el paquete rgeos (Open

Sourse "GEOS"), de RStudio, se realizó la intersección entre el inventario forestal y las unidades de suelo, con el propósito de conocer el porcentaje de la superficie ocupada por la vegetación con la unidad de suelo donde se desarrolla.

Resultados y Discusión

La cartografía obtenida mediante el procesamiento digital, muestra la localización y distribución de la vegetación y uso del suelo en el ejido, destaca la agricultura de temporal con una superficie de alrededor de 770 ha, seguido del bosque de crasicaule, con 731 ha (Figura 2 A). Esto es muy importante como lo menciona Power (2010), donde la producción de bienes agrícolas depende en gran medida de los servicios proporcionados por los ecosistemas naturales vecinos, pero solo recientemente ha habido intentos de estimar el valor de muchos de esos servicios para la agricultura. Algunos servicios se cuantifican más fácilmente que otros, en la medida en que son esenciales para la producción de cultivos o sustituyen directamente los insumos requeridos. Es pertinente señalar, que los suelos podrán contribuir a garantizar la seguridad alimentaria de las personas, en la medida en que se haga buen uso de ellos y que se neutralicen o se eviten los conflictos de uso. Aunque lo dicho pareciera ser fácil de cumplir, en la realidad y dados los intereses de orden social, económico y ambiental, su consecución no es alcanzable (Burbano-Orjuela 2016). A continuación, se representa espacialmente la distribución de las unidades de suelo en el ejido, Figura 2 B.

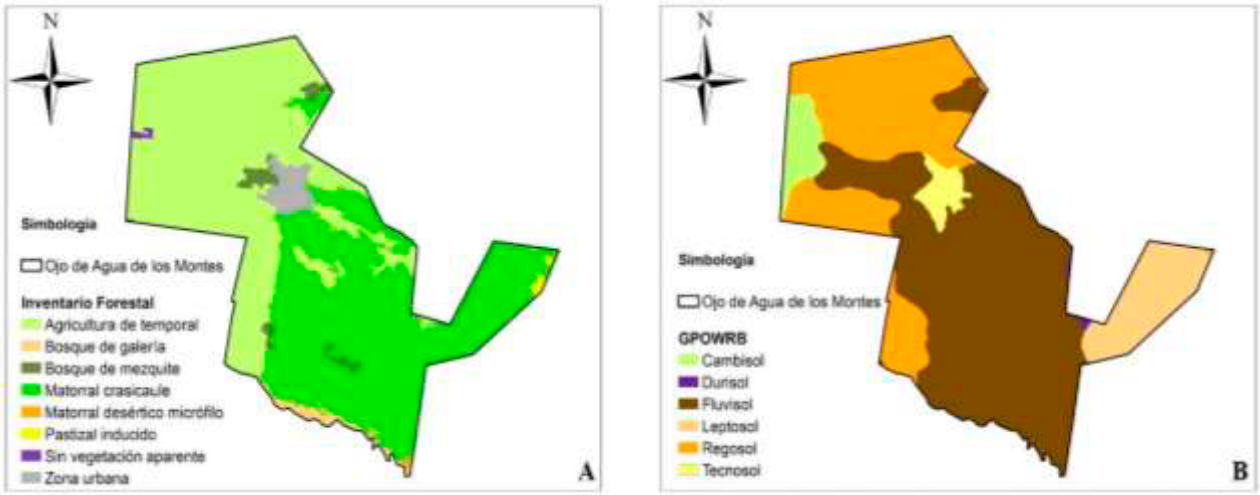

Figura 2. Uso de suelo y vegetación (A) y Unidades de suelos presentes en el ejido Ojo de Agua de los Montes (B).
Fuente Inventario forestal estatal y suelos de Aguascalientes, CONAFOR, 2014 (A) y SSMAA 2019 (B).

Suelo y sus servicios ecosistémicos

En el estudio sobre el estado de los recursos del suelo en el mundo (FAO e ITPS, 2015) se presenta una clasificación que se basa en la medida de las características y calidad del suelo como: contenido de carbono orgánico; idónea para cultivos en crecimiento; capacidad de retención de agua; y capacidad para soportar la infraestructura y almacenar restos arqueológicos. La contribución de los principales tipos de suelo a los principales servicios de los ecosistemas se estima en una escala de cero a cinco.

Por su parte la Latham *et al.,* (2017) muestra resultados del carbono en suelo, los cuales están disponibles para cada área del mundo, por país o por sistema de uso de suelo dentro de un país. En este proyecto la unidad de suelo fluvisol es la que presenta mayor superficie dentro del ejido y aporta diferentes servicios ecosistémicos donde sobre sale la seguridad alimentaria, sin embargo, en base en la acumulación de carbono por unidad de suelo el leptosol y cambisol son los que acumulan más por su naturaleza edáfica, Cuadro 1.

Cuadro 1. Superficie de las unidades de suelo y servicio ecosistémico que aporta

*Unidad de suelo	Superficie ha	Provisión (alimentos)	Regulación climática	Regulación del agua	Socio-culturales	+Suma de SE	°T C/ha
Fluvisol	867.55	4	2	4	2	12	39
Regosol	483.85	2	1	1	1	5	39
Leptosol	150.46	1	1	2	1	5	63
Cambisol	65.66	3	2	3	1	9	61
Tecnosol	42.49	1	3	2	4	10	-
Durisol	4.06	1	1	1	1	4	-

Fuente: datos tomados del mapa de suelos de Aguascalientes* SSMAA (2019), +FAO e ITPS (2015), Latham *et al*. (2017).

Cabe destacar que los resultados del Cuadro 1 son una herramienta útil para la toma de mejores decisiones en cuanto al manejo y uso de suelo, debido a que se presentan las particularidades de cada uno de ellos, de tal manera que su aprovechamiento mejore, con esto evitar cambios de uso de suelo sin criterio, y poder tener un control con las reservas de crecimiento de los ejidos y por otra parte no asignar un valor por ser de temporal o riego.

Carbono orgánico (CO)

El contenido de CO en los diferentes sitios tiene un valor promedio 39 y un mínimo de 7, y una suma total de 704 Ton C/ha. Interpretando los resultados de CO, coinciden con lo reportado en el Cuadro 1, ya que en este estudio la mayor acumulación se presentó en el suelo leptosol. En la Figura 3 se muestra la distribución espacial del carbono orgánico en la zona de uso común, a partir del grupo de suelo WRB, cabe destacar que el suelo leptosol corresponde al cerro, por lo que se puede inferir que es menos perturbado y con menor deterioro y, por lo tanto, mantiene sus propiedades.

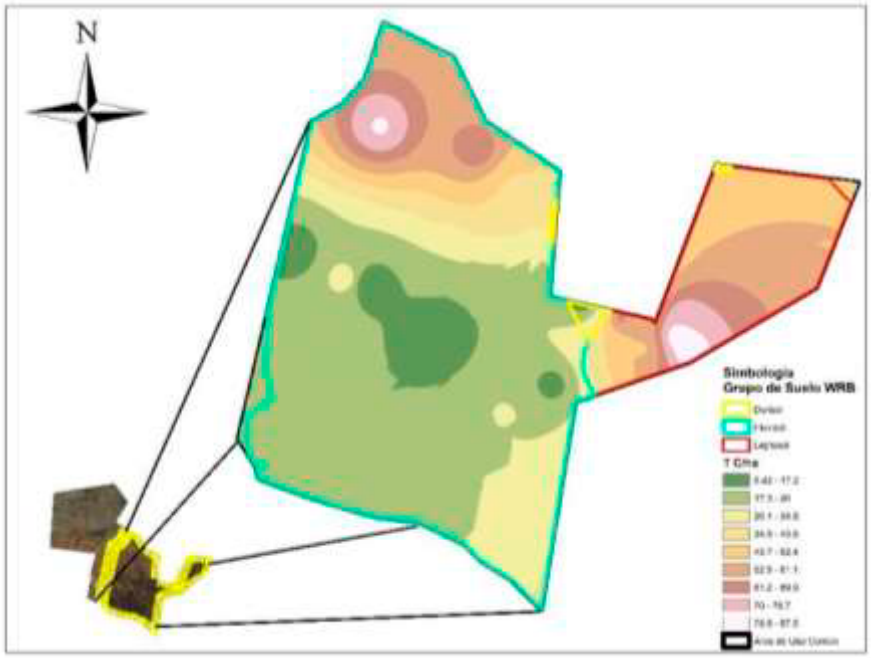

Figura 3. Espacialización del carbono orgánico en el área de uso común de ejido de Ojo de Agua de los Montes.
Fuerte: RAN 2019 y a partir de los datos obtenido del laboratorio de suelos.

Intersección del inventario estatal forestal y las unidades de suelo

El resultado de la sobreposición de la información del inventario estatal forestal con las unidades de suelo, muestra que la mayoría de la vegetación se desarrolla en suelo fluvisol, a excepción del pastizal, esto puede ser debido a que los fluvisoles se forman de materiales de depósito de aluviales, la mayoría de este tipo de suelo tiene buena fertilidad natural, muchos cultivos de temporal se producen en fluvisoles (IUSS Working Group WRB, 2015) (Cuadro 2). En el caso del ejido, la agricultura se desarrolla en suelos de Regosol y fluvisol, por lo que ambos aportan el servicio ecosistémico de alimento.

Se necesitan datos a largo plazo para predecir cómo el cambio direccional o la variabilidad en el clima, junto con el aumento del CO_2 atmosférico, influirá en las retroalimentaciones entre las plantas y el suelo (propiedades, procesos y biota) para comprender, mejorar y fomentar múltiples servicios ecosistémicos proporcionados por los agroecosistemas (Bear y Biergé, 2018).

Cuadro 2. Intersección del inventario estatal forestal y las unidades de suelo del ejido.

Unidad de suelo	Crasicaule	Temporal	Pastizal	Galería	Mezquite	*mdm
			%			
Fluvisol	78.8	30.1		99.6	81.8	100
Regosol	0.8	61.1		0.4	15.8	
Leptosol	19.5	0.01	100			
Cambisol		8.1				
Tecnosol	0.7	0.2			2.4	
Durisol	0.2	0.4				
Total	100.0	100.0	100	100.0	100.0	100

*Matorral desértico micrófilo

Fuente: Mapa de suelos de Aguascalientes SSMAA (2019) e Inventario forestal estatal y suelos de Aguascalientes, CONAFOR 2014.

Conjuntado todo lo anterior, la ciencia del suelo habrá madurado cuando se pueda comprender el alcance de los servicios ecosistémicos derivados del suelo, aprender a manejar el suelo para resolver los problemas de la sociedad y estar seguros de que nuestra sociedad comprende el valor general del suelo (Comerford *et al*., 2013).

Conclusiones

En el presente estudio se muestra la riqueza que posee el suelo, tanto en el almacén de carbono, como de los diferentes servicios ecosistémicos que ofrece, por las características propias que posee cada grupo de suelo, por lo cual es muy importante que la población del ejido lo conozca y lo valore y evitar cambios de uso de suelo sin criterios de manejo.

Agradecimientos

A las estudiantes de agronomía: Guadalupe Olivares Tochihuitl y Mariela Ávila de Casas, por su apoyo en los trabajos de campo.

Literatura citada

Ayala, Niño, F., Maya Delgado Y. y Troyo Diéguez E. 2018. Almacenamiento y flujo de carbono en suelos áridos como servicio ambiental: Un ejemplo en el noroeste de México. Terra Latinoamericana 36: 93-104. DOI: https://doi.org/10.28940/terra.v36i2.334

Baer, S. G. and H. E. Birgé. 2018. Soil ecosystem services: an overview. In: Reicosky, D. (ed.). Managing soil health for sustainable agricultura. Volume 1: Fundamentals, Burleigh Dodds Science Publishing, Cambridge, UK, ISBN: 978 1 78676 188 0

Burbano-Orjuela H. 2016. El suelo y su relación con los servicios ecosistémicos y la seguridad alimentaria. Revista de Ciencias Agrícolas. Vol 33(2):117-124. e-ISSN 2256-2273. DOI: http://dx.doi.org/10.22267/rcia.163302.58

Comerford, N. B., A. J. Franzluebbers, M. E. Stromberger, L. Morris, D. Markewitz, and R. Moore. 2013. Assessment and Evaluation of Soil Ecosystem Services. Soil Horiz. 54. http://doi.org/10.2136/sh12-10-0028

CONAFOR (Comisión Nacional Forestal). 2014. Inventario Estatal Forestal y de Suelos Aguascalientes. ISBN. 978-607-8383-33-7. http://187.218.230.30/filesconafor/userfiles/IEFyS/IEFYS_Aguascalientes_2014/IEFYS_Aguascalientes_2014.pdf (consulta: mayo 21, 2019)

Dazzi, C., A. Galati., M. Crescimanno. and G. Lo Papa. 2019. Pedotechnique applications in large-scale farming: Economic value, soil ecosystems services and soil security. CATENA Vol. 181. DOI: https://doi-org.dibpxy.uaa.mx/10.1016/j.catena.2019.104072

FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) and ITPS (Intergovernmental Technical Panel on Soils). 2015. Status of the World's Soil Resources (SWSR) Main Report. Rome, Italy. ISBN 978-92-5-109004-6

INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2018. Marco geoestadístico de los estados unidos mexicanos. https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=889463592587 (Consulta: mayo 21, 2019).

IUSS Working Group WRB. 2015. Base referencial mundial del recurso suelo 2014, Actualización 2015. Sistema internacional de clasificación de suelos para la nomenclatura de suelos y la creación de leyendas de mapas de suelos. Informes sobre recursos mundiales de suelos 106. FAO, Roma

Latham, J., F. Nachergaele, H. Matieu, R. Vargas, S. Noce, M. Santini, A. Bombelli and T. Chiti. 2017. Global Soil Organic Carbon Database (at 30 arcsec). Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) https://doi.org/10.25424/CMCC/GLOBALCARBON30ARCSEC

Lilburne. L., A. Eger, P. Mudge, A. Ausseil, B. Stevenson, A. Herzig and M. Beare. 2020. The Land Resource Circle: Supporting land-use decision making with an ecosystem-service-based framework of soil functions. Geoderma. Vol: 363. DOI: https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.114134

Morett Sánchez, J. C. y Cosío Ruiz. C. 2017. Panorama de los ejidos y comunidades agrarias en México. Agricultura, Sociedad y Desarrollo. Vol.14. No 1. ISSN 2594-0244. doi: https://doi.org/10.22231/asyd.v14i1.526.

NOM-021-RECNAT-2000 (NORMA Oficial Mexicana). 2002. Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos. Estudios, muestreo y análisis. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. México, D. F

Power, G., A. 2010. Ecosystem services and agriculture: tradeoffs and synergies. 365 Phil. Trans. R. Soc. B. http://doi.org/10.1098/rstb.2010.0143

R Core Team. 2017. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL https://www.R-project.org/.

Registro Agrario Nacional (RAN). 2019. Padrón e historial de núcleos agrarios. http://www.ran.gob.mx/ran/index.php/sistemas-de-consulta/phina

SSMAA (Secretaria de Sustentabilidad medio ambiente y agua). 2019. Mapa de suelos del estado de Aguascalientes. Escala 1:50,000, Aguascalientes, Ags

6.2. Reservorios de biomasa y carbono aéreo en el bosque templado de la microcuenca del Río Hueyapa, Guerrero, México

Navarro-Martínez José[1]; López-López Miguel A.[2]; Rosas-Acevedo José L.[3]; Godínez-Jaimes Flaviano[4]; Juárez-López Ana L.[3] y Reyes-Umaña Maximino[3]

[1]Docente de la Brigada de Educación para el Desarrollo Rural No. 37 perteneciente a la Unidad de Educación Media Superior Tecnológica Agropecuaria y Ciencias del Mar (UEMSTAyCM). Domicilio conocido Tres Palos, municipio de Acapulco de Juárez, Guerrero., México.
[2]Postgrado en Ciencias Forestales, Colegio de Postgraduados Campus Montecillo. Carretera México-Texcoco km.36.5 CP 56230.
[3]Centro de Ciencias de Desarrollo Regional (CCDR) de la UAGro. Privada del Laurel No. 13, Col. El Roble. CP 39640. Acapulco de Juárez, Guerrero., México.
[4]Facultad de Matemáticas de la UAGro. Av. Lázaro Cárdenas S/N, Cd. Universitaria Sur, Chilpancingo, Gro. C. P. 39087.
Autor para correspondencia: jnavarromtz@yahoo.com.mx

Resumen

Los ecosistemas forestales son sumideros naturales potenciales de carbono atmosférico y juegan un papel importante en la mitigación del cambio climático, pero no existe información sobre los reservorios de biomasa y carbono para los bosques del estado de Guerrero. La presente investigación tuvo como finalidad estimar los almacenes de biomasa y carbono para el bosque templado de la microcuenca del Río Hueyapa en el estado de Guerrero, México. Se realizó un inventario forestal maderable utilizando la metodología del Inventario Nacional Forestal y de Suelos (INFyS) de México y el análisis de las estimaciones se realizó bajo la metodología de estimadores de razón. El bosque templado de esta microcuenca está constituido principalmente por las especies de *Pinus oocarpa*, *Quercus* spp. y otras latifoliadas. Se levantó información dasométrica de 105 unidades primarias de muestreo de 2761.1 ha que comprende el bosque templado de la microcuenca. Los parámetros promedio estimados para el ecosistema bosque templado de la microcuenca fueron 22.88±0.91 m^2 ha^{-1}, 150.25±10.66 Mg ha^{-1} y 74.64±6.34 Mg ha^{-1}, en área basal, biomasa y carbono, respectivamente. En su conjunto, el ecosistema de bosque templado de esta microcuenca tiene un reservorio de 413 041.9± 29 309.6 Mg de biomasa y 205,189.0 ± 12,960.4 Mg de carbono en la parte aérea. Es imperativo estimar la tasa de captura de carbono para ofrecer a los poseedores del recurso forestal una alternativa de ingreso al pago por servicios ambientales en la modalidad de captura de carbono.

Palabras clave: *reservorio de carbono; Río Hueyapa; Pinus oocarpa; Quercus spp.*

Abstract

Forest ecosystems are natural potential atmospheric carbon sinks thus playing an important role in mitigation of climate change. Nonetheless, there is no information on biomass and carbon reservoirs for the State of Guerrero forests. The aim of this research work was to estimate biomass and carbon pools for the temperate forest of the Río Hueyapa microwatershed at the State of Guerrero, Mexico. A forest wood inventory was carried out by using the methodology of the Mexican Forest and Soil National Inventory (INFyS) while the estimation analysis was done according to the ratio estimators methodology. Temperate forest in the studied microwatershed is made up mainly of *Pinus oocarpa*, *Quercus* spp., and other broadleaved species as well. Dasometric data were registered on 105 primary sampling units covering 2761.1 ha, which corresponded to the temperate forest within the microwatershed. Mean values estimated for the microwatershed temperate forest were 22.88±0.91 m^2 ha^{-1}, 150.25±10.66 Mg ha^{-1}, and 74.64±6.34 Mg ha^{-1}, for basal area, biomass, and carbon, respectively. As a whole, the aboveground biomass reservoir for the temperate forest ecosystem within the microwatershed is 413 041.9 ± 29 309.6 Mg while that of carbon is 205,189.0 ± 12,960.4 Mg. It is mandatory to estimate the carbon sequestration

rate of the forest, if an alternative income is to be offered the forest owners, by the environmental service of carbon sequestration.

Key words: *carbon pool; Hueyapa river; Pinus oocarpa; Quercus spp.*

Introducción

Las actividades asociadas al desarrollo económico, tecnológico, político y cultural, en las prácticas de consumo actual de la humanidad, están afectando la producción de bienes y servicios de los ecosistemas forestales. La quema de combustibles fósiles, la producción de carne y cultivo de granos de forma intensiva, las prácticas agrícolas de tumba-roza-quema y otros cambios de uso de suelo, propician la generación de los llamados Gases de Efecto Invernadero (GEI) (Intergovernmental Panel on Climate Change [IPCC], 2007). Este fenómeno amenaza el desarrollo y bienestar humano e incide en la pérdida de la biodiversidad, deterioro de los recursos forestales y servicios ambientales que proporcionan los ecosistemas naturales (Rojo, Jasso y Velásquez, 2003).

El bióxido de carbono (CO_2) es un GEI que tiene relación directa con la capacidad de los bosques como sumideros naturales de carbono atmosférico. Las masas forestales juegan un papel significativo en la fijación y retención de carbono emitido antrópicamente a la atmósfera. Los bosques capturan y conservan más carbono que cualquier otro ecosistema terrestre y participan con el 90% del flujo de carbono entre el suelo y la atmósfera (Ordoñez, 1999).

En los terrenos forestales existen cinco depósitos de carbono: biomasa aérea, biomasa subterránea, madera muerta, hojarasca y materia orgánica del suelo (IPCC, 2006), que en su conjunto son conocidos como captura unitaria de carbono (Ordoñez, 2008). Por lo tanto, la estimación de la biomasa vegetal es clave para conocer el carbono almacenado por los ecosistemas forestales y, con ello, la capacidad de mitigación del cambio climático (Fonseca-González, 2017). El inventario forestal aporta información dasométrica (diámetro normal y altura) que permite estimar, con el uso de ecuaciones alométricas, el reservorio de biomasa de un bosque, de la cual, aproximadamente el 47% está constituida por carbono (IPCC, 2006).

El diagnóstico real y actualizado de los bosques, permitirá a los dueños de este recurso acceder a fuentes de ingreso económico alternativo como el Pago por Servicios Ambientales (PSA) en la modalidad de captura de carbono (Comisión Nacional Forestal – Secretaría de Medio Ambiente y recursos Naturales [CONAFOR-SEMARNAT], 2012).

El objetivo del presente trabajo fue estimar el reservorio de biomasa y carbono aéreo del bosque templado de la microcuenca del Río Hueyapa, Guerrero, México, utilizando la metodología del inventario nacional forestal y de suelos.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El área de estudio corresponde a la microcuenca del Río Hueyapa, situada entre las coordenadas geográficas 17° 10’ 33” y 17° 17’ 44” de latitud norte, 99° 26’ 27” y 99° 31’ 12” de longitud oeste. Pertenece a la subcuenca Río Omitlán (RH20Eb), cuenca Río Papagayo (RH20E) de la Región Hidrológica No. 20 Costa Chica de Guerrero. La microcuenca se circunscribe a los municipios de Juan R. Escudero y Chilpancingo de los Bravo en la zona centro del estado de Guerrero, México (Navarro-Martínez *et al*., 2019a).

La microcuenca cubre un área de 7488.5 ha, con presencia de selva mediana subcaducifolia, bosque de encino y bosque de pino-encino. La superficie del bosque templado es de 2761.9 ha, de las cuales

1601.8 ha están cubiertas por pino-encino y 1160.1 ha por bosque de encino (Navarro-Martínez *et al.,* 2020).

Metodología

Se realizó el inventario forestal utilizando un diseño de muestreo estratificado aleatorio por conglomerados (Comisión Nacional Forestal – Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (CONAFOR-SEMARNAT, 2011). El bosque templado de la microcuenca se dividió en dos estratos 1) bosque de encino (Q) y 2) bosque de pino-encino (P-Q). Cada estrato fue subdividido en rodales; al interior de cada rodal, se ubicaron aleatoriamente y delimitaron Unidades Primarias de Muestreo (UPM) que contienen cuatro Unidades Secundarias de Muestreo (USM). La UPM, que corresponde a un conglomerado, es una parcela circular de 1 ha (56.42 m de radio), en la cual se evaluaron cuatro USM dispuestas geométricamente en forma de "Y" invertida respecto al Norte.

El tamaño de la muestra para el inventario forestal se calculó considerando una población estratificada y a cada estrato se le asignó una muestra proporcional a su área (Scheaffer, Mendenhall y Ott, 1987), con una precisión de 1 Mg ha^{-1} de biomasa aérea y 95% de confianza.

La estimación de la biomasa aérea total ($\widehat{Bi}$) por árbol para *P. oocarpa* se realizó con la Ecuación 1 (Navarro-Martínez *et al.*, 2020), para *Quercus* spp. con la Ecuación 2 (Navarro-Martínez *et al*., 2019b) y para el grupo de otras latifoliadas con la Ecuación 3 (Soriano-Luna *et al*. 2015).

$$\widehat{B_i} = 0.10012 * D^{2.4589} \quad (1)$$

$$\widehat{B_i} = \sqrt[0.212]{0.212 * \left[-2.3949 + 0.4905 * \left(\frac{(D_i{}^2 H_i)^{0.217} - 1}{0.217}\right)\right] + 1} \quad (2)$$

$$\widehat{Bi} = exp(-3.109407 * (D^2 H)^{0.952688}) \quad (3)$$

Los primeros dos modelos fueron ajustados exprofeso con muestreo destructivo de árboles distribuidos en el área de la microcuenca. La estimación de biomasa y carbono por estrato y total se hizo bajo la metodología propuesta por Velasco, Ramírez, Moreno y de la Rosa (2003) en el Inventario Nacional Forestal y de Suelos, basados en Cochran (1993). Los autores sugieren usar estimadores de razón para el total y la media poblacionales con información auxiliar generada por la superficie de estudio.

Las proporciones de carbono en la biomasa fueron 0.51, 0.49 y 0.47 para *Pinus oocarpa*, *Quercus* spp. (Navarro, 2019) y otras latifoliadas (IPCC, 2006), respectvamente.

Resultados y Discusión

En general, el lindero del bosque templado abarca 3,442.634 ha, de las cuales 2,761.915 corresponden al bosque de pino-encino y encino, 306.224 de protección, 51.868 de agricultura, 289.465 de acceso restringido y 33.142 de vegetación secundaria. La superficie forestal del bosque templado de la microcuenca del río Hueyapa correspondió a 2,761.915 ha; de ellas 1,601.819 ha están cubiertas por bosque de pino-encino y 1,160.096 ha por bosque de encino.

Los reservorios de biomasa y carbono promedio por rodal en el bosque templado de la microcuenca del Río Hueyapa se resumen en el Cuadro 1. El reservorio de biomasa aérea promedio por rodal varía entre 81.31 Mg ha^{-1} y 194.90 Mg ha^{-1}, y el reservorio de carbono promedio por rodal fluctúa entre 40.16 Mg ha^{-1} y 97.19 Mg ha^{-1}, para los rodales 031 y 047, correspondientes al ecosistema Q y P-Q, respectivamente (Cuadro 1 y Figura 1). Los parámetros dasométricos promedio por estrato del ecosistema bosque templado de la microcuenca fueron 22.88±0.91 m^2 ha^{-1}, 150.25±10.6619 Mg ha^{-1} y 74.64±6.34 Mg ha^{-1}, en área basal, biomasa y carbono respectivamente (Cuadro 2).

El estrato P-Q, con una superficie de 1,601.819 ha, acumula un reservorio en su parte aérea de 249,087.8±24,784.3 Mg y 124,401.6 ± 9,077.8 Mg de biomasa y carbono, respectivamente; mientras que en 1,160.096 ha del estrato Q los correspondientes reservorios son de 163,954.1±15,645.7 y 80,787.4 ± 9,250.2 Mg. En conjunto (P-Q y Q), el ecosistema de bosque templado de esta microcuenca tiene un reservorio de 413,041.9±29,309.6 y 205,189.0±12,960.4 Mg de biomasa y carbono, respectivamente, en la parte aérea.

El reservorio promedio de carbono aéreo estimado en el estrato P-Q fue de 78.04±5.69 Mg ha^{-1}, para el estrato Q fue de 69.94±8.00 Mg ha^{-1} y para el ecosistema en general fue de 74.64±4.71 Mg ha^{-1}, considerando árboles con diámetro normal mayor o igual a 7.5 cm, con mayor concentración en los rodales de P-Q ubicados a mayor altitud (Cuadro 2).

Cuadro 1. Variables dasométricas promedio estimadas por rodal.

Rodal	Vegetación	Superficie (ha)	No. de árboles	Área basal (m^2 ha^{-1})	Biomasa aérea (Mg ha^{-1})	Carbono aéreo (Mg ha^{-1})
8	P-Q	60.58	306.30	21.01	102.86	51.86
25	P-Q	140.88	312.70	23.17	152.41	77.14
27	P-Q	112.40	381.30	22.48	144.99	72.65
32	P-Q	177.49	385.90	22.85	155.50	78.09
36	P-Q	39.97	422.90	22.83	135.00	67.23
43	P-Q	66.20	343.80	23.94	163.44	80.98
45	P-Q	115.34	437.50	24.51	185.18	92.29
47	P-Q	141.54	328.10	26.63	194.91	97.20
52	P-Q	108.53	281.30	27.06	189.56	95.01
54	P-Q	100.89	356.30	25.11	174.60	88.41
60	P-Q	125.34	421.90	20.23	133.16	62.52
62	P-Q	150.71	400.00	18.35	111.54	56.47
63	P-Q	88.16	331.30	24.55	161.39	81.21
107	P-Q	53.56	853.10	22.68	140.24	70.28
108	P-Q	45.06	409.40	24.92	173.32	86.00
111	P-Q	75.19	247.90	22.80	163.28	81.58
2	Q	84.13	541.70	25.04	169.65	83.26
17	Q	180.10	303.10	25.20	173.61	85.98
24	Q	56.69	302.10	17.92	105.73	51.94
28	Q	57.19	360.90	25.96	180.69	89.51
31	Q	54.00	479.20	16.57	81.31	40.16
35	Q	54.60	447.90	22.72	151.03	74.04
37	Q	92.93	404.70	23.42	148.41	72.78
51	Q	88.26	325.00	22.98	158.32	78.99
61	Q	127.25	503.10	24.88	172.39	84.67
71	Q	74.16	404.20	17.94	98.65	48.55
72	Q	67.22	487.50	23.80	135.54	66.46
76	Q	65.19	512.50	20.86	122.21	59.96
81	Q	49.17	331.30	16.05	82.25	40.31
84	Q	19.98	409.40	18.93	112.71	55.69
85	Q	19.76	540.60	18.55	81.79	40.20

Rodal	Vegetación	Superficie (ha)	No. de árboles	Área basal (m^2 ha^{-1})	Biomasa aérea (Mg ha^{-1})	Carbono aéreo (Mg ha^{-1})
105	Q	43.72	625.00	21.32	105.01	51.48
106	Q	26.77	706.30	22.48	135.06	66.21

P-Q = estrato de *Pinus* – *Quercus* spp., Q = estrato de *Quercus* spp.

La biomasa aérea promedio del estrato P-Q (Cuadro 2) de la microcuenca del Río Hueyapa (156.26±15.54 Mg ha^{-1}) es menor a la estimada por González (2008) en los bosques con dominancia de *Pinus maximinoi* H. E. Moore (161.97 Mg ha^{-1}), pero mayor que la biomasa estimada en bosques con dominancia de *P. oocarpa* (142.23 Mg ha^{-1}), ambos ubicados al norte de Chiapas, México.

En un bosque mixto de pino-encino al sur de Nuevo León, México, con 275 individuos promedio por ha, Aguirre-Calderón y Jiménez-Pérez (2011) estimaron 93.91 Mg ha^{-1} de biomasa aérea. Es probable que la baja densidad de arbolado en el ecosistema anterior, comparada con la vegetación del estrato P-Q de esta microcuenca (376.2 árboles ha^{-1}), explique la menor cantidad de biomasa en ese ecosistema.

De igual manera, Návar-Cháidez (2010) estimó la densidad de biomasa aérea promedio en 74.16±11.89 Mg ha^{-1} para los bosques templados del estado de Nuevo León, mismos que presentan una densidad de 424±64 árboles por ha, pero con diámetros y alturas menores a los promedios del bosque templado de la microcuenca Hueyapa, lo que justifica su menor cantidad de biomasa promedio por ha comparada con esta investigación.

Cuadro 2. Reservorio por estrato y ecosistema bosque templado de la microcuenca río Hueyapa.

	Vegetación	Superficie (ha)	No. Árboles ha^{-1}	Área Basal (m^2 ha^{-1})	Biomasa aérea (Mg ha^{-1})	Carbono aéreo (Mg ha^{-1})
Promedio	P-Q	1601.82	376.20 ± 35.30	23.22 ± 1.30	156.26 ± 15.55	78.04 ± 5.69
	Q	1160.10	427.30 ± 35.20	22.41 ± 1.23	141.95 ± 13.55	69.94 ± 8.01
	Bosque templado	2701.92	397.60 ± 25.20	22.88 ± 0.92	150.25 ± 10.66	74.64 ± 6.34
Total	P-Q	1601.82	599 594.30 ± 56 357.10	37 019.30 ± 2074.20	249 087.80 ± 24 784.30	124 401.60 ± 9077.80
	Q	1160.10	493 516.10 ± 40 667.20	25 884.20 ± 1425.90	163 954.10 ± 15 645.71	80 787.40 ± 9250.20
	Bosque templado	2701.92	1 093 110.40 ± 69 497.80	62 903.50 ± 2517.00	413 041.90 ± 29 309.60	205 189.00 ± 12 960.40

En los bosques de la Sierra Norte de Oaxaca, México, Galicia *et al*. (2015) estimaron la biomasa aérea total en 347 Mg ha^{-1} para la vertiente húmeda y 225 Mg ha^{-1} para la vertiente seca, superior en 2.3 y 1.5 veces a la estimación realizada para el bosque templado la microcuenca Hueyapa, respectivamente. De igual forma, la biomasa aérea promedio estimada para la microcuenca en estudio es baja comparada con lo reportado por Binkley y Ryan (1998) de 323 Mg ha^{-1} y 216 Mg ha^{-1} para una plantación de 16 años de edad de *Eucalyptus saligna* y *Albizia falcataria*, respectivamente.

En el estero prístino El Sargento en Sonora, México, con dominancia de *Laguncularia racemosa* (L.) Gaertn, Bautista-Olivas *et al*. (2018) estimaron la biomasa aérea entre 108.1 y 316.0 Mg ha^{-1}, rango en

que se ubica la estimación promedio de esta variable para el bosque templado de la microcuenca Hueyapa.

Los datos de carbono estimados para el bosque templado de la microcuenca Hueyapa son ligeramente superiores a la densidad total de carbono para los bosques templados continentales del mundo, la cual se estima en 61±31 Mg ha^{-1} (Pan, Birdsey, Phillips y Jackson, 2013). Así mismo, Girardin *et al*. (2014) estimaron para el bosque mesófilo de montaña en Los Andes peruanos entre 59.5 y 72.9 Mg ha^{-1} de carbono.

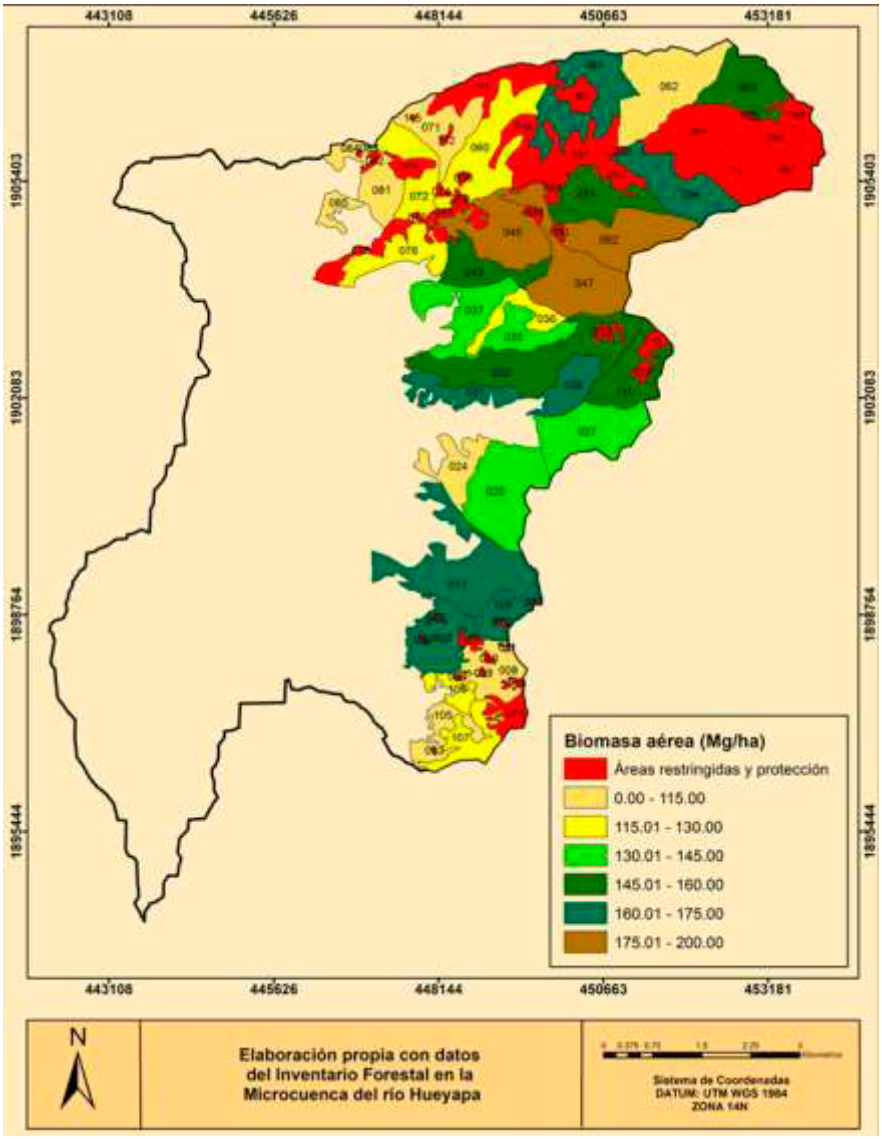

Figura 1. Distribución de biomasa aérea en el estrato arbóreo de la vegetación de clima templado de la microcuenca del Río Hueyapa.

Conclusiones

Los resultados de esta investigación sientan la línea base sobre el reservorio de biomasa y carbono del bosque templado de la microcuenca del Río Hueyapa. Los datos dasométricos del inventario forestal permitirán a los poseedores del recurso, definir entre realizar un aprovechamiento forestal maderable o gestionar el pago por servicios ambientales modalidad captura de carbono, realizando complementariamente a este estudio, la estimación de la tasa de captura de carbono.

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por el financiamiento del proyecto clave 278639. A las autoridades ejidales y municipales de la comunidad Agraria Dos Caminos y Anexos. A la Unidad de Educación Media Superior Tecnológica Agropecuaria y Ciencias del Mar (UEMSTAyCM) por el otorgamiento de la Beca-Comisión para el estudio de doctorado del primer autor.

Literatura citada

Aguirre-Calderón, O. A., y Jiménez-Pérez, J. 2011. Evaluación del contenido de carbono en bosques del sur de Nuevo León. *Rev. Mex. Cienc. For., 2*(6), 74-84.

Bautista-Olivas, A. L., Mendoza-Cariño, M., Rodriguez, J. C., Colado-Amador, C. E., Robles-Zazueta, C. A., and Meling-López, A. E. 2018. Above-ground biomass and carbon sequestration in mangroves in the arid area of the northwest of Mexico: Bahía del Tóbari and Estero El Sargento, Sonora. *Revista Chapingo Serie Ciencias Forestales y del Ambiente, 24*(3), 387-403. doi: 10.5154/r.rchscfa.2018.02.020

Binkley, D. and Ryan, M. G. 1998. Net primary production and nutrient cycling in replicated stands of *Eucalyptus saligna* and *Albizia facaltaria*. *Forest Ecology and Management*, *112*, 79-85. Obtenido de http://www.nrel.colostate.edu/ assets/nrel_files/labs/ryan-lab/pubs/Binkley_and_Ryan_1998_FEM.pdf

Cochran, W. G. 1993. *Técnicas de muestreo* (1ª. edición). México: Compañía Editorial Continental, S. A. de C. V. 513 p.

Comisión Nacional Forestal - Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (CONAFOR-SEMARNAT). 2011. Inventario Nacional Forestal y de Suelos. Manual y procedimiento para el inventario de campo. Re-muestreo 2011. Zapopan, Jalisco, México: Autor

Galicia, L., Saynes, V., y Campo, J. 2015. Biomasa aérea, biomasa subterranea y necromasa en una cronosecuencia de bosques templados con aprovechamiento forestal. *Botanical Sciences, 93*(3), 473-484. doi:10.171129/botsci.66

Girardin, C. A. J., Silva, E. J. E., Doughty, Ch. E., Huaraca, H. W., Metcalfe, D. B., Durand-Baca, L., …Malhi, Y. 2014. Productivity and carbon allocation in a tropical montane cloud forest in the Peruvian Andes. *Plant Ecology & Diversity*, 7(1-2), 107-123. doi: 10.1080/17550874.2013.820222

González, Z. M. 2008. Estimación de la biomasa aérea y captura de carbono en regeneración natural de *Pinus maximinoi* H. E. Moore, *Pinus oocarpa* var. ochoterenai Mtz. y *Quercus* sp. en el norte del Estado de Chiapas, México. Tesis de Posgrado. CATIE, Turrialba, Costa Rica. 97 p.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2006. 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories, Prepared by the National Greenhouse Gas Inventories Programme. In Eggleston, H. S., Buendia, L., Miwa K., Ngara T., and Tanabe K. (Eds). Publicado por: IGES, Japón.

IPCC. (2007). Cambio Climático 2007: Informe de Síntesis. Contribución de los grupos de trabajo I, II y III al cuarto informe del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático. In Pachuri, R. K. and Reisinger, A. (Eds.). IPCC, Gibebra, Suiza. 104 p.

Návar-Cháidez. J. J. 2010. Biomass allometry for tree species of northwestern Mexico. Tropical and Subtropical Agroecosystems 12:507-519

Navarro, M., J. 2019. Plan de manejo silvícola para captura de carbono en la microcuenca del río Hueyapa, Guerrero, México. Tesis de Doctorado. Centro de Ciencias de Desarrollo Regional, Universidad Autónoma de Guerrero. Acapulco, Guerrero, México. 213 p.

Navarro-Martínez, J., López-López, M. A., Godínez-Jaimes, F., Rosas-Acevedo, J. L., Juárez-López, A. L., y Reyes-Umaña, M. 2019b. Ecucación para estimar biomasa aérea y contenido de carbono por componente arbóreo en *Quercus* spp. En: Paz, F., A. Velázquez y M. Rojo (Eds.). PMC. Estado actual del conocimiento del ciclo del carbono y sus interacciones en México (pp. 56-62). Síntesis 2019. Serie Síntesis Nacionales. Texcoco, Edo. de México, México. 544 p.

Navarro-Martínez, J., Reyes-Umaña, M., Rosas-Acevedo, J. L., Juárez-López, A. L., López-López, M. A., and Godínez-Jaimes, F. 2019a. Morphometric characaterization of the Hueyapa River microwatershed, in Guerrero, Mexico. *International Journal of Applied Environmental Sciences, 14*(4); 351-366.

Navarro-Martínez., J, Godínez-Jaimes, F., López-López, M. A., Rosas-Acevedo, J. L., Juárez-López, A. L., y Reyes-Umaña, M. 2020. Ajuste de ecuaciones alométricas para estimar biomasa aérea en *Pinus oocarpa* y *Quercus resinosa* en Guerrero, México. Madera y Bosques, 26(1), e2611964. doi: 10.21829/myb.2020.2611964

Ordoñez, D. J. A. B. 1999. Captura de carbono en un bosque templado: el caso de San Juan Nuevo, Michoacán. INE-SEMARNAP. México, D. F. 74 p. Obtenido de file:///C:/Users/proyecto/Downloads/NSJP1999.pdf

Ordoñez, D. J. A. B. 2008. Emisiones y captura de carbono derivados de la dinámica de cambio de uso del suelo en los bosques de la Región Purépecha. Tesis de Doctorado. Instituto de Ecología, UNAM: México, D. F. 140 p

Pan, Y., Birdsey, R. A., Phillips, O. L., and Jackson, R. B. 2013. The structure, distribution and biomass of the world´s forest. *Annual Review of Ecogogy, Evolution, and Sysematics, 44*, 593-622. doi: 10.1146/annurev-ecolsys-110512-135914

Rojo, M. G., Jasso, M. J., y Velásquez, M. A. 2003. Las masas forestales como sumideros de CO_2 ante un cambio climático global. *Revista Chapingo, serie Ciencias Forestales y del Ambiente, 9*(1)*, 57-67.* Obtenido de http://www.redalyc.org/pdf/629/62990106.pdf

Scheaffer, R. L., Mendenhall, W, y Ott, L. 1987. Elementos de muestreo. México, D. F.: Grupo Editorial Iberoamérica

Soriano-Luna, M. de los A., G. Ángeles-Pérez, T. Matínez-Trinidad, F. Plascencia-Escalante y R. Razo-Zárate. 2015. Estimación de biomasa aérea por componente estructural en Zacualtipán, Hidalgo, México. Agrociencia 49(4):423-438.

Velasco, B. E., Ramírez, M. H., Moreno, S. F., y de la Rosa, V. A. 2003. Estimadores de razón para el inventario nacional forestal de México. *Revista Ciencias forestales en México, 28*(94): 23-43.

6.3. Ecuaciones alométricas para la distribución de biomasa aérea de *Piscidia piscipula* en Campeche, México

Aquino-Ramírez Martín[1]; Tlaxcala-Méndez Rolando M.[2]; Cuevas-Cruz Juan C.[3] y Hervert-Zamora Haidie L.[4]

[1]Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias. Campo Experimental Edzná. Campeche, Campeche, México.
[2]Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias. Campo Experimental El Palmar. Tezonapa, Veracruz, México.
[3]Universidad Autónoma Chapingo. Centro Regional Universitario del Anáhuac. Texcoco, Estado de México, México.
[4]Universidad Politécnica de Texcoco. San Miguel Coatlinchán, Texcoco, Estado de México, México.
Autor para correspondencia: ramirez.aquino@inifap.gob.mx

Resumen

Las ecuaciones alométricas específicas por especie son una herramienta esencial para estimar la biomasa aérea de los bosques tropicales de forma no destructiva. El objetivo del presente estudio fue ajustar modelos alométricos para estimar la biomasa aérea y por componente estructural de árboles de *Piscidia piscipula* en una selva subcaducifolia de Escárcega, Campeche, México. Empleando un muestreo destructivo de 17 individuos de distintas categorías diamétricas (5 a 55 cm) se obtuvieron muestras del fuste, ramas y ramillas con hojas para determinar su peso seco. Dos sistemas de ecuaciones no lineales con aditividad fueron ajustados con el Método Generalizado de Momentos. El sistema de ecuaciones basado en el modelo $y = \exp(\beta_0) Dn^{\beta_1} x\, H^{\beta_2}$ mostró los mejores estadísticos de ajuste y explicó más del 89% de la variabilidad de la biomasa de los componentes y total del árbol. *P. piscipula* mostró la mayor proporción de biomasa en el fuste (60.4%), luego en las ramas (36.8%) y ramillas con hojas (27.8%). El sistema de ecuaciones alométricas con aditividad seleccionado puede ser utilizado para una predicción robusta de la biomasa de los componentes estructurales (fuste, ramas y ramillas con hojas) y total de *P. piscipula* en función del diámetro normal y la altura total.

Palabras clave: *aditividad; árboles tropicales; carbono; Escárcega.*

Abstract

Allometric equations specific species are an essential tool to estimate biomass of tropical forests nondestructively. The aim of the present study was to estimate adjusted models allometric aboveground biomass and structural conponents of *Piscidia piscipula* trees in a deciduous forest of Escarcega, Campeche, Mexico. Using destructive sampling of 17 individuals of different diametric categories (5 to 55 cm), different samples of the stem, branches and twigs with leaves were collected to determine their dry weight. Two systems of nonlinear equations with additivity were fitted with the Generalized Method of Moments. The system of equations based on the model model $y = \exp(\beta_0) Dn^{\beta_1} x\, H^{\beta_2}$ showed the best fitting statistics and explained more than 89% of the variability in biomass components and total of the tree. *P. piscipula* showed the highest proportion of biomass in the stem (60.4%), then in the branches (36.8%) and twigs with leaves (27.8%). The system of allometric equations with additivity can be used for robust prediction biomass structural components (stem, branches and twigs with leaves) and total of *P. piscipula* as a function of the normal diameter and the total height of the trees. The system of allometric equations with additivity will allow a robust prediction of the biomass of the structural components (stem, branches and twigs with leaves) and total of *P. piscipula* as a function of the normal diameter and the total height of the trees.

Key words: *additivity; tropical trees; carbon; Escarcega.*

Introducción

Los árboles capturan y almacenan carbono en forma de biomasa a través del proceso de la fotosíntesis, y con ello se contrarrestan los incrementos en los niveles atmosféricos de dióxido de carbono contribuyendo a la mitigación del cambio climático.

La estimación de biomasa de los árboles es determinante en los estudios de productividad, ciclo de nutrientes y cuantificación de las contribuciones al secuestro de carbono por parte de los ecosistemas forestales (Meng *et al*., 2017). Así mismo, el conocimiento de las cantidades de biomasa sirve como un indicador ecológico para la sostenibilidad y para caracterizar la estructura y función de los bosques (Chave *et al*., 2005).

El método más común de estimación de la biomasa forestal son las ecuaciones alométricas que permiten predecir de forma confiable la biomasa de los bosques como la suma de la biomasa estimada de los árboles individuales. Estas ecuaciones alométricas relacionan la masa seca total y por componentes con variables dendrométricas fáciles de medir en los árboles, como el diámetro normal, altura total, diámetro de la copa y la densidad de madera (Cuevas-Cruz y Aquino-Ramírez, 2020).

A nivel local o del sitio, el uso de ecuaciones resulta la opción más práctica en tiempo y costo para evaluar la cantidad de biomasa aérea a partir de datos de inventario forestal (Daryaei y Sohrabi, 2015). Al estimar la biomasa de más de un componente del árbol es importante considerar la propiedad de aditividad puesto que se toman en cuenta las correlaciones inherentes entre los componentes medidos y la biomasa total, mejorando la precisión en las estimaciones (Dong *et al*., 2014). Con la aditividad se asegura que la suma de los valores estimados de las ecuaciones de los componentes estructurales sea igual al valor estimado obtenido de la ecuación de la biomasa aérea total (Bi *et al*., 2004).

La Península de Yucatán es una región importante por su diversidad, extensión y estado de conservación de los bosques tropicales, con alto potencial de almacenamiento de carbono. No obstante, la información de biomasa y carbono en muchas de las especies arbóreas en esta región es incierta por la falta de ecuaciones alométricas específicas de especies y de sitio.

Piscidia piscipula (L) Sarg (jabín) es una especie arbórea de importancia ecológica por su dominancia y abundancia en las selvas medianas subperenifolias del estado de Campeche (Zamora-Crescencio *et al*., 2018). Asimismo, el jabín es localmente considera como una especie multipropósito y empleada en los sistemas silvopastoriles y manejo tradicional (Zamora-Crescencio *et al*., 2009).

Dada la importancia de jabín para captura y almacenar CO_2, así como la falta de ecuaciones para estimar la biomasa, el objetivo del presente estudio fue desarrollar ecuaciones alométricas con aditividad para estimar la biomasa aérea total y por componente estructural de *Piscidia piscipula* en una selva mediana subperennifolia de Escárcega, Campeche, México.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El estudio fue realizado en una superficie de 8 ha de las 385 ha de los bosques tropicales del Municipio de Escárcega, Campeche, México. El área de muestreo se localizó entre los paralelos 18°51' y 18°09' de LN; y los paralelos 90°20' y 91º33' de LO, a 60 m s. n. m. El clima es del tipo Aw2, cálido subhúmedo con lluvias en verano, con precipitación media anual de 1100 mm y temperatura media anual de 18 a 28 °C. El tipo de suelo es Acrisol (INEGI, 2005).

Obtención de muestras

Mediante un muestreo destructivo se cuantificó la biomasa de los componentes estructurales de cada árbol (Picard *et al*., 2012). Los árboles seleccionados para su derribo fueron aquellos que no mostraron

la presencia de plagas ni enfermedades, y que no presentaran algún daño físico o mecánico. Un total de 17 individuos fueron derribados de categorías diamétricas (5-55 cm) y alturas distintas (6-21 m).

Antes del derribo, el diámetro normal (Dn) fue medido con cinta diamétrica a una altura de 1.30 m desde el nivel del suelo y la altura total (H) fue medida con cinta métrica posterior al derribo como lo sugieren Picard *et al*. (2012). Cada árbol derribado fue particionado dentro de tres componentes estructurales: fuste, ramas y ramillas con hojas (diámetro < 1 cm).

El fuste con corteza fue seccionado en trozas y la copa se dividió en tres secciones transversales (baja, media, alta) para las ramas y ramillas con hojas (Zhang *et al*., 2009). Los componentes estructurales del árbol fueron pesados en campo para obtener los pesos frescos totales con una báscula digital (TECNOCOR modelo IPEN) con una capacidad de 100 kg, con una precisión de ± 0.5 kg. Posteriormente, se obtuvo una rodaja (5 cm de grosor) en cada troza del fuste, tres muestras aleatorias para cada sección de la copa correspondientes a las ramas y para las ramillas con hojas tres muestras de 0.5 kg.

Todas las muestras se colocaron en bolsas de papel debidamente etiquetadas, posteriormente se transportaron y se colocaron por 96 h en una estufa de secado (Nyle modelo L500) hasta lograr un peso constante. Finalmente, la relación peso seco/peso fresco promedio fue utilizado para determinar la biomasa seca de cada componente estructural. La biomasa total aérea (Bt) de cada árbol correspondió a la suma total de cada componente estructural.

Ecuaciones de biomasa

Se eligieron dos modelos para estimar la biomasa de los componentes estructurales para *P. piscipula*, con la siguiente estructura general: $y = Exp(\beta 0) \times Dn^{\beta 1} \times H^{\beta 2} + \varepsilon$; $y = Exp(\beta 0) \times Dn^2(H)^{\beta 1} + \varepsilon$ mismos que permitieron derivar dos sistemas de ecuaciones con aditividad (S_1 y S_2). Donde: y es la biomasa de cualquiera de los componentes estructurales del árbol (kg); Dn es el diámetro normal (cm) y H es la altura total (m); β0, β1 Y β2 son los parámetros de regresión y ε es el error aleatorio.

Ajuste de ecuaciones

Todos los modelos propuestos se ajustaron simultáneamente mediante el método generalizado de momento, utilizando el procedimiento PROC MODEL del programa SAS/ETS® (SAS Institute Inc., 2004). Con el método anterior se estiman parámetros en ecuaciones no lineales con términos de error aditivo más eficientes, sobre condiciones heterocedásticas sin ninguna especificación de su naturaleza (Greene, 1999), esto especialmente en muestras que son pequeñas y donde el principal problema de estimación es la obtención de funciones de ponderación de los componentes de biomasa aérea que describan lo más preciso el diseño de varianza del error.

Para poder evaluar y comparar las ecuaciones desarrolladas de cada sistema se obtuvieron los siguientes estadísticos: el coeficiente de determinación ajustado (R^2_{adj}) y la raíz de los cuadrados medios del error (RMSE).

Resultados y Discusión

Distribución de biomasa

Los individuos derribados de jabín tuvieron un peso seco de 9.4 a 1501.6 kg árbol^{-1}. La Bt promedio distribuida en los árboles de *P. piscipula* fue de 60.4%, 36.8% y 27.8% en fuste, ramas y ramillas con hojas, respectivamente.

Estos resultados concuerdan con los reportados por diferentes autores, que han señalado que la mayor proporción de biomasa en latifoliadas se concentra en el fuste. Por ejemplo, Gayoso-Aguilar (2002) detectó 61.9 a 88.1% en el fuste, 6.1 a 22.2% en ramas, 4.6 a 16.2% en corteza y 0.6 a 5.0% en hojas de especies nativas de Chile; Monroy-Rivera y Návar-Cháidez (2004) determinaron que en *Hevea brasiliensis* la biomasa del fuste y ramas representa 73.8% y 27.1%, y Gómez-Díaz *et al*. (2011) reportaron proporciones promedio de los componentes de *Quercus magnoliaefolia* de 62.5, 27.8 y 9.6% en el fuste, las ramas y el follaje.

Evaluación de las ecuaciones

Los parámetros estimados y los estadísticos de bondad de ajuste son presentados en el Cuadro 1. Las ecuaciones de distribución de biomasa en los dos sistemas presentaron coeficientes de R^2_{adj} superiores a 0.84, siendo los más altos para la biomasa del fuste y ramas y los más bajos para la biomasa de las ramillas con hojas; mientras que para la Bt fueron superiores a 0.99. Los resultados de bondad de ajuste indicaron que las ecuaciones alométricas del S_1 presentaron valores más bajos de RCME (< 27.8 kg) que los obtenidos en el S_2 (Cuadro 1). Las curvas de predicción expresaron excelente comportamiento con los datos observados de biomasa (Figura 1).

Cuadro 1. Parámetros estimados y estadísticos de bondad de ajuste de los dos sistemas de ecuaciones alométricas con aditividad para estimar la biomasa de los componentes estructurales y la biomasa aérea total de *Piscidia piscipula*.

Sistema	Componente del árbol	Ecuación	R^2_{adj}	RCME (kg)
S_1	Fuste	$y = e^{-5.039718} DN^{1.6905} H^{1.736484}$	0.9911	27.50
	Ramas	$y = e^{-3.90699} DN^{2.239099} H^{0.486697}$	0.9789	27.71
	Ramillas con hojas	$y = e^{-3.855368} DN^{1.166141} H^{0.912641}$	0.8957	3.35
	Total	$y = e^{-5.039718} DN^{1.6905} H^{1.736484} + e^{-3.90699} DN^{2.239099} H^{0.486697} + e^{-3.855368} DN^{1.166141} H^{0.912641}$	0.9919	23.02
S_2	Fuste	$y = e^{-3.452131} DN^2 H^{0.943879}$	0.9821	39.07
	Ramas	$y = e^{-4.002192} DN^2 H^{0.950832}$	0.9769	28.99
	Ramillas con hojas	$y = e^{-5.144833} DN^2 H^{0.790513}$	0.8419	4.12
	Total	$y = e^{-3.452131} DN^2 H^{0.943879} + e^{-4.002192} DN^2 H^{0.950832} + e^{-5.144833} DN^2 H^{0.790513}$	0.9931	40.71

R^2_{adj} =coeficiente de determinación ajustado; RCME= raíz de los cuadrados medios del error.

En consecuencia, el S_1 que integró al Dn y HT como variables predictoras fue elegido para la estimación de la biomasa de los componentes estructurales y la biomasa área total de *P. piscipula*. Los dos conjuntos de ecuaciones de aditividad obtenidos en este estudio proporcionan una herramienta operacional para estimar con precisión la biomasa aérea de los árboles individuales de *P. piscipula*. La variación explicada por las ecuaciones de aditividad fue alta, esto se debe a que en su estructura se incluyeron como variables independientes al diámetro normal (Dn) y a la altura total (H).

El sistema S_1 basado en el modelo $y = Exp(\beta 0) \times Dn^2(H)^{\beta 1}$ fue el que obtuvo mejores estadísticos de bondad de ajuste, mimo que ha sido considerado como uno de los más flexibles ya que mejora la precisión de las estimaciones de la Bt y de los componentes de la copa, especialmente la biomasa de ramas y de las hojas (Zhou *et al*., 2007; Dong *et al*., 2015).

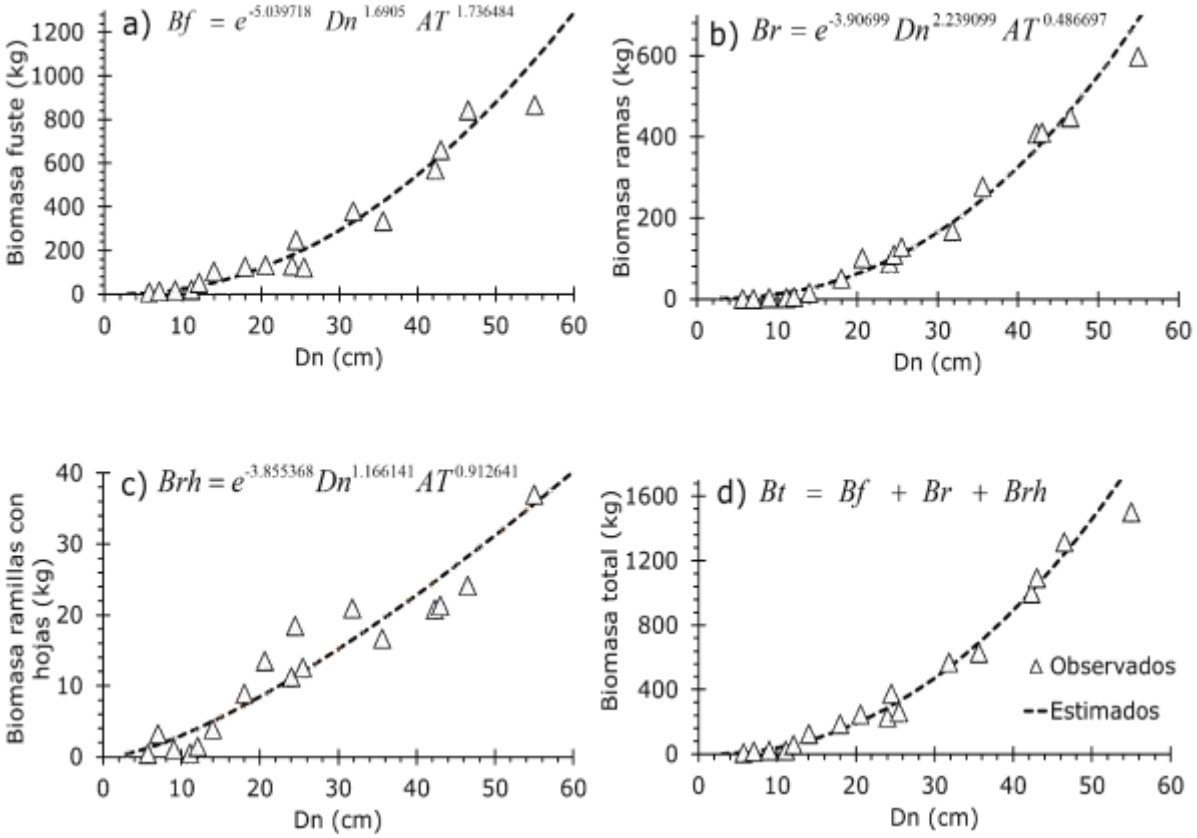

Figura 1. Valores observados de a) biomasa del fuste, b) biomasa de ramas, c) biomasa de las ramillas con hojas y d) biomasa total frente a las curvas de predicción generadas a partir de las ecuaciones alométricas de *Piscidia piscipula*.

Conclusiones

El sistema de ecuaciones propuesto que integró al diámetro normal y la altura total del árbol como variables predictoras permite estimaciones robustas de la biomasa de los componentes estructurales y la biomasa aérea total de *Piscidia piscipula*, asegurando la aditividad de los componentes.

Las ecuaciones alométricas propuestas en este estudio servirán como una herramienta cuantitativa que puede aplicarse de manera sencilla y precisa a datos de árboles individuales e inventarios forestales para estimaciones de biomasa y carbono, lo que contribuirá al desarrollo de prácticas de manejo sustentable y estrategias de conservación del jabín.

Literatura citada

Bi, H., J. Turner and M. J. Lambert. 2004. Additive biomass equations for native eucalypt forest trees of temperate Australia. Trees 18:467-479 doi:10.1007/s00468-004-0333-z.

Chave, J., C. Andalo, S. Brown, M. A. Cairns, J. Q. Chambers, D. Eamus, H. Fölster, F. Fromard, N. Higuchi, T. Kira, J.-P. Lescure, B. W. Nelson, H. Ogawa, H. Puig, B. Riéra and T. Yamakura. 2005. Tree allometry and improved estimation of carbon stocks and balance in tropical forests. Oecologia 145:87-99. doi:10.1007/s00442-005-0100-x.

Cuevas-Cruz, J. C. y M. Aquino-Ramírez. 2020. Ecuaciones de aditividad para la estimación de biomasa aérea de *Pinus cembroides* Zucc. Madera y Bosques 26:1-13 doi:10.21829/myb.2020.2611821.

Daryaei, A. and H. Sohrabi. 2015. Additive biomass equations for small diameter trees of temperate mixed deciduous forests. Scandinavian Journal of Forest Research 31:394-398 doi:10.1080/02827581.2015.1089932.

Dong, L., L. Zhang and F. Li. 2014. A compatible system of biomass equations for three conifer species in Northeast, China. Forest Ecology and Management 329:306-317 doi:10.1016/j.foreco.2014.05.050.

Dong, L., L. Zhang and F. Li. 2015. Developing additive systems of biomass equations for nine hardwood species in Northeast China. Trees 29:1149-1163 doi:10.1007/s00468-015-1196-1.

Gayoso-Aguilar, J. 2002. Medición de la capacidad de captura de carbono en bosques de Chile y promoción en el mercado mundial. Universidad Austral de Chile. Valdivia, Chile. 53 p.

Gómez-Díaz, J. D., J. D. Etchevers-Barra, A. I. Monterrosos-Rivas, J. Campo-Alvez y J. A. Tinoco-Rueda. 2011. Ecuaciones alométricas para estimar biomasa y carbono en *Quercus magnoliaefolia*. Revista Chapingo Serie Ciencias Forestales y del Ambiente 17:261-272.

Greene, W. H. 1999. Econometric Analysis. 4th ed. Prentice Hall. Upper Saddle River, N.J. 1004 p.

INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). 2005. Conjunto de datos vectoriales del uso del suelo y vegetación, Serie III (continuo nacional), escala 1:250 000. https://www.inegi.org.mx/app/geo2/ntm/generaPDF.do?id=55021 (Consulta: diciembre 20, 2019).

Meng, S., Q. Liu, G. Zhou, Q. Jia, H. Zhuang and H. Zhou. 2017. Aboveground tree additive biomass equations for two dominant deciduous tree species in Daxing'anling, northernmost China. Journal of Forest Research 22:233-240 doi:10.1080/13416979.2017.1333277.

Monroy-Rivera, C. y J. de J. Návar-Cháidez. 2004. Ecuaciones de aditividad para estimar componentes de biomasa de *Hevea brasiliensis* Muell. Arg., en Veracruz, México. Madera y Bosques 10:29-43.

Picard, N, L. Saint-André and M. Henry. 2012. Manual for building tree volume and biomass allometric equations from field measurement to prediction. Food and Agricultural Organization of the United Nations and Centre Coopération Internationale en Recherche Agronomique pour le Développement. Rome and France. 215p.

SAS Institute Inc. 2004. SAS/ETS® 9.1 User's Guide. SAS Institute Inc. Cary, NC, USA. 2416 p.

Zamora- Crescencio, P., J. S. Flores-Guido y R. Ruenes-Morales. 2009. Flora útil y su manejo en el cono sur del Estado de Yucatán, México. Polibotánica. 28: 227-250.

Zamora-Crescencio, P., V. Rico-Gray, L. N. G. Ramírez-Medina, R. C. Barrientos-Medina, A. H. Plasencia-Vázquez, P. Villegas, M. del R. Domínguez-Carrasco y C. Gutiérrez-Báez. 2018. Composición y estructura de la vegetación secundaria en Bethania, Campeche, México. Polibotánica 45:57-74.

Zhang, Q., C. Wang, X. Wang, and X. Quan. 2009. Carbon concentration variability of 10 Chinese temperate tree species. Forest Ecology Management 258:722-727 doi:10.1016/j.foreco.2009.05.009.

Zhou, X, J. R. Brandle, M. M. Schoeneberger and T. Awada. 2007. Developing aboveground woody biomass equations for open-grown, multiple-stemmed tree species: shelterbelt-grown Russian-olive. Ecological Modelling 202:311-323 doi:10.1016/j.ecolmodel.2006.10.024.

6.4.Cambio de uso de suelo y cambio climático en Coatepec, Ixtapaluca, Estado de México

Linares-Fleites Gladys[1,2]; Millán-Aguilar Eduardo[2] y Valera-Pérez Miguel A.[1,2]

[1]Benemérita Universidad Autónoma de Puebla, Instituto de Ciencias, Departamento de Investigación en Ciencias Agrícolas (DICA). Avenida 14 Sur 6301 Fraccionamiento Jardines de San Manuel, C.P. 72470, Puebla, Pue., México. Tel: (222)2295500 Ext. 7358.
[2]Posgrado en Ciencias Ambientales. Instituto de Ciencias. Benemérita Universidad Autónoma de Puebla. 4 Sur No.104, Colonia Centro, C.P. 72000, Puebla, México.
Autor para correspondencia: gladys.linares@correo.buap.mx

Resumen

El cambio climático ha sido identificado, desde el pasado siglo, como la principal amenaza para la integridad y el funcionamiento de los ecosistemas. El cambio de uso del suelo puede provocar emisiones de gases de efecto invernadero que causan el cambio climático. El cambio climático también afecta la productividad del suelo, que a su vez conduce a un mayor cambio del uso del suelo. Aunque existen factores naturales que motivan estos procesos, los cambios en la cobertura del suelo contemporáneos son generados principalmente por la actividad humana, actividad dirigida a la manipulación de la superficie terrestre para satisfacer alguna necesidad o requerimiento individual o de la sociedad. En este trabajo se persigue el objetivo de explorar estos temas en la comunidad Coatepec, que forma parte del municipio de Ixtapaluca, ubicado en el Estado de México, lo que implica determinar el cambio de cobertura y uso del suelo del área que ocupa y, posteriormente, recolectar información entre sus habitantes, relacionada con la percepción local de los cambios de cobertura y uso del suelo, los ecosistemas y los servicios ecosistémicos locales.

Palabras clave: *ecosistema; medio ambiente; política ambiental.*

Abstract

Climate change has been identified, since the last century, as the main threat to the integrity and functioning of ecosystems. The change in land use can lead to greenhouse gas emissions that cause climate change. Climate change also affects soil productivity, which in turn leads to further change in land use. Although there are natural factors that motivate these processes, contemporary land cover changes are mainly generated by human activity, activity aimed at manipulating the Earth's surface to satisfy some individual or societal need or requirement. The objective is to explore these issues in the Coatepec community, which is part of the municipality of Ixtapaluca, located in the State of Mexico, which implies determining the change in coverage and land use of the area it occupies and, subsequently, collecting information among its inhabitants, related to the local perception of changes in land use and coverage, ecosystems and local ecosystem services.

Key words: *ecosystem; environment; environmental policy.*

Introducción

El cambio en el uso de suelo puede resultar en la emisión de gases con efecto invernadero que causan cambios en el clima a escala global. El cambio climático, a su vez, afecta a la productividad del suelo, lo que por su parte provoca más cambios en el uso del suelo (Mendelsohn y Dinar, 2009).

El cambio climático ha sido identificado como la principal amenaza para la integridad y el funcionamiento de ecosistemas, aunque todavía hay mucha incertidumbre sobre sus efectos y el grado

de vulnerabilidad de esta amenaza para diferentes ecosistemas (Anjos y de Toledo, 2018). Los ecosistemas terrestres han sufrido grandes transformaciones debido a los cambios de cobertura y uso del suelo, los cuales, representan las consecuencias más claras de la intervención humana sobre el medio ambiente.

El principal efecto cuando se cambia el uso del suelo y se deforesta un lugar, es que el dióxido de carbono (CO_2) acumulado en su vegetación se escapa a la atmósfera. De esta manera, uno de los principales motores del impacto del cambio climático es el cambio de uso de suelo que genera distintas transformaciones atmosféricas y ecológicas (UNAM, 2017). Cabe resaltar, que las actividades de cambios de uso de suelo no sólo originan emisiones sino también secuestro (Rootzén *et al*., 2010).

Las actividades humanas alteran el carbono almacenado en la biomasa viva, en la materia orgánica en descomposición y en el suelo y los intercambios entre estos reservorios y la atmósfera mediante el uso de los suelos, el cambio de uso de los suelos y las actividades forestales, entre otras actividades, (IPCC, 2000). Otros impactos se dan a nivel local, ya que eliminar la cubierta vegetal genera que las condiciones de temperatura y humedad cambien.

La Ley General de Cambio Climático establece, entre otros aspectos, que los objetivos de la política nacional en materia de adaptación son: reducir la vulnerabilidad de la sociedad y los ecosistemas frente a los efectos del cambio climático, y fortalecer la resiliencia y resistencia de los sistemas naturales y humanos (Zorrilla-Ramos y Rayn-Villalba, 2015). Es necesario, por lo tanto, analizar el papel significativo de los factores cognitivos, normativos e institucionales en la influencia y la prescripción de la adaptación y explorar cómo los entornos sociales restrictivos pueden limitar las acciones de adaptación e influir en la capacidad de adaptación a nivel local.

Este trabajo persigue el objetivo de determinar el cambio de cobertura y uso del suelo del área que ocupa la comunidad Coatepec, que forma parte del municipio de Ixtapaluca, ubicado en el Estado de México y, posteriormente, recolectar información entre sus habitantes, relacionada con la percepción local de los cambios de cobertura y uso del suelo, los ecosistemas y los servicios ecosistémicos locales.

Materiales y Métodos

Área de estudio

La comunidad de Coatepec forma parte del municipio de Ixtapaluca, que se encuentra ubicado en el oriente del Estado de México. Se localiza entre las coordenadas 98°52´31.56´´ y 98°43´13.36´´ de longitud oeste y entre las coordenadas 19°23´39.36´´ y 19°22´51.55´´ de latitud norte a una altura media de 2 400 m s. n. m. Cuenta con una superficie aproximada de 7 500 ha. Colinda al norte con los municipios de San Vicente Chicoloapan y Texcoco, al sur con el poblado de San Francisco Acuautla, al este con la comunidad de Santa Rita Tlahuapan y al oeste con los municipios de San Vicente Chicoloapan y Los Reyes La Paz. (Figura 1).

Metodología

Teniendo en cuenta que el cambio de uso del suelo se define como la modificación de la vocación natural o predominante de los suelos llevada a cabo por el hombre a través de la remoción total o parcial de la vegetación, se consideró, en primer lugar, actividades dirigidas a la identificación de las coberturas y los usos del suelo presentes en el área de estudio, así como, la dinámica presentada en el periodo 2008 – 2015; en segundo lugar, se hizo uso de diferentes técnicas de investigación cualitativa para la captura de información básica relacionada con la manera en que las personas perciben la situación ambiental de la comunidad, la de los ecosistemas y los servicios ecosistémicos locales.

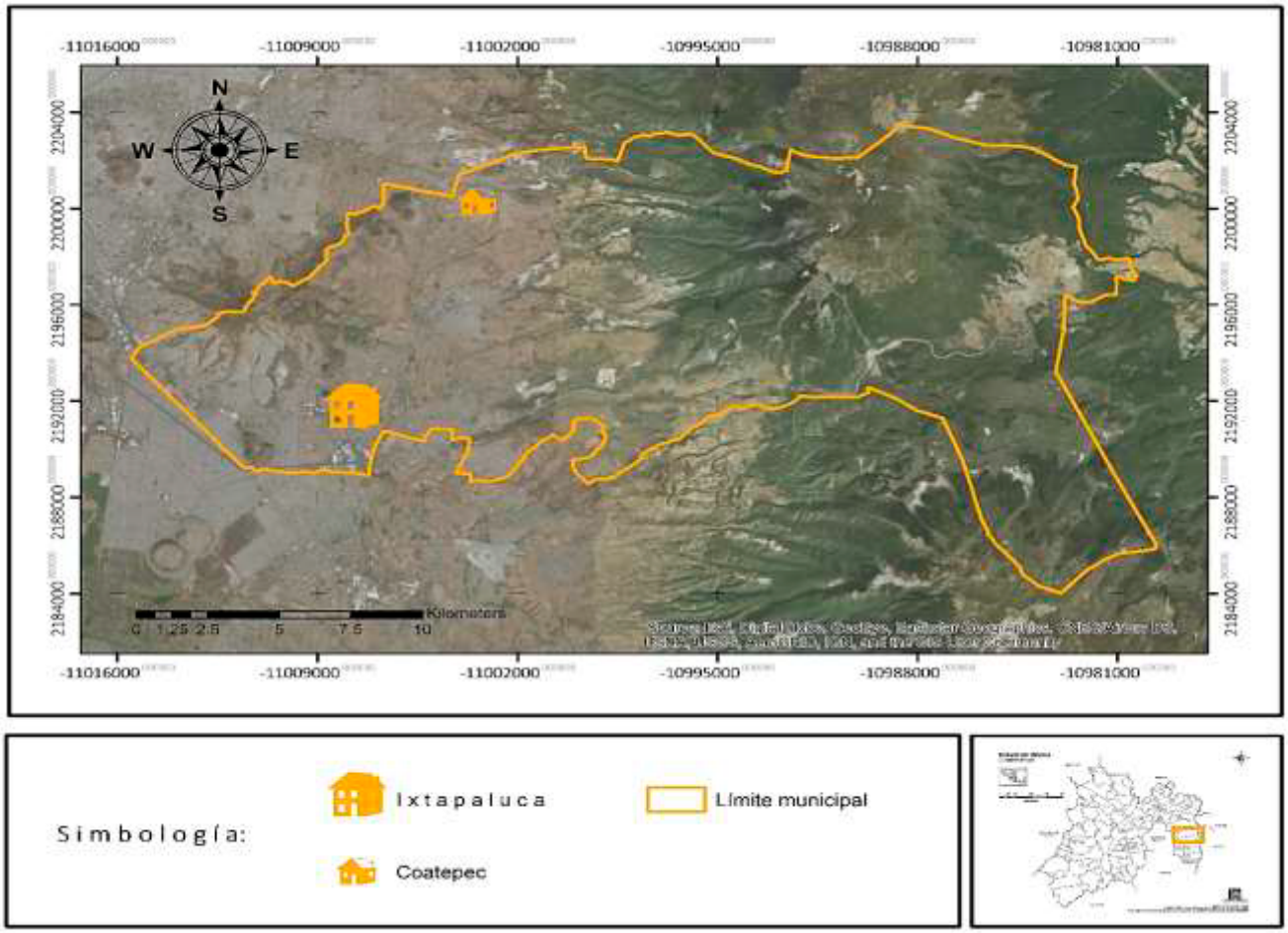

Figura1. Ubicación del área de estudio.

Resultados y Discusión

Dinámicas de las coberturas y los usos del suelo

Se realizó el análisis de las bases cartográficas de Uso del Suelo y Vegetación elaboradas por el INEGI, series II a la VI, escala 1:250 000. Se eligieron, finalmente, las series IV y VI para integrar un sistema de información geográfica que permitió elaborar mapas de procesos de cambio y cuantificar tasas y matrices de cambio a nivel municipal.

A partir de las matrices de detección de cambio, generadas por la superposición de los mapas 2008-2015, se estimaron los porcentajes de cambio.

Con la matriz de transición (Cuadro 1) se pudo examinar algunos cambios en cuanto a las coberturas y usos del suelo municipal. Podemos observar que las clases Antrópico (Ao), Bosque de pino (Bp) y Bosque de Pino-Encino (Bp-e), por ejemplo, presentaron una ganancia en superficie ocupada. En caso de la clase antrópico, el resultado fue el esperado y, en la realidad, muy visible. Al crecimiento poblacional natural de la comunidad se suma el incremento poblacional producto de *la migración de personas provenientes de la Ciudad de México y de otros Estados,* lo cual se puede apreciar en la creación de nuevas colonias en la periferia de la comunidad. El Plan de Desarrollo Municipal (Dirección General de Planeación y Seguimiento, 2016) menciona que la comunidad de Coatepec está integrada, además del pueblo como tal, de la colonia Tetitla y de Pueblo Nuevo, por otras siete colonias de nueva creación. Sin embargo, se sabe que el número de colonias existentes, de reciente creación, es mayor y sigue incrementándose.

En el caso de las clases Bosque de pino (Bp) y Bosque de pino encino (Bp-e), que fueron las otras dos clases que presentaron un incremento en superficie, cabe mencionar que pudiera ser debido a que, en la reclasificación de tipos de uso de suelo y vegetación, en las áreas denominadas "vegetación secundaria arbustiva" se agruparon las clases Bosque de pino encino y Bosque de pino. Esta reclasificación debe ser motivo de análisis posterior.

Cuadro 1. Matriz de transición de uso de suelo y tasa de cambios municipal para el periodo 2008-2015.

		2015											
		Ar	**At**	**Ao**	**Bc**	**Be**	**Bo**	**Bp**	**Bp-e**	**Pz**	**Pam**	**Total 2008 (ha)**	**Tasa de cambio (%)**
	Ar	**671.78**	0.48	424.41						0.00		1096.66	-5.88
	At	2.07	**6767.66**	921.43	7.27	1.28		6.71	8.26	6.41		7721.09	-0.95
	Ao	1.53	1.14	**2644.78**						2.40		2649.85	7.01
	Bc		118.93	93.35	**1407.62**	0.15		1.75		2.34		1624.14	-1.67
2008	**Be**		86.08	92.72	0.45	**1179.16**	0.79	1.64	0.00			1360.83	-0.69
	Bo				0.29	0.20	**1705.22**	13.22	2.64			1721.57	-0.03
	Bp		74.50	24.17	2.50	4.32	8.27	**12 430.17**	1.02	2.87	0.01	12 547.83	0.07
	Bp-e		1.73	0.01		0.59	1.15	4.13	**653.94**	0.38		661.92	0.07
	Pz		103.74	355.23	1.18	101.62	1.62	162.43		**1961.77**		2687.58	-3.77
	Pam							0.22			**13.33**	13.55	-0.19
Total 2015 (ha)		**675.37**	**7154.26**	**4556.10**	**1419.30**	**1287.33**	**1717.04**	**12 620.27**	**665.86**	**1976.16**	**13.35**	**32 085.02**	

Agricultura de Riego (Ar), Agricultura de Temporal (At), Antrópico (Ao), Bosque Cultivado (Bc), Bosque de Encino (Be), Bosque de Oyamel (Bo), Bosque de Pino (Bp), Bosque de Pino-Encino (Bp-e), Pastizal (Pz), Pradera de Alta Montaña (Pam).

En los casos de pérdida de cubierta original se determinó que la Agricultura de riego (Ar) y el Pastizal (Pz) fueron las clases que más superficie perdieron. El Pastizal (Pz) cedió, para el uso Antrópico (Ao), 355.23 ha, en tanto que la Agricultura de riego (Ar) cedió 424.41 ha. El cambio se da hacia el uso urbano/habitacional en la mayoría de los casos.

La tasa de cambio, también llamada tasa de deforestación, para la clase denominada Agricultura de riego (Ar), con un valor de 5.88%, significó una pérdida de 421 ha, es decir, una pérdida anual de 47 ha en el periodo 2008-2015. En el caso de la clase Pastizal (Pa) se presenta una tasa de cambio de 3.77%, es decir, una pérdida de 711 ha, con una pérdida anual de 79 ha para esta clase.

Percepción local de los cambios de cobertura y uso del suelo, los ecosistemas y los servicios ecosistémicos locales

Se elaboró un instrumento de colecta de información social que consideraba los aspectos de percepción y valoración de servicios ecosistémicos locales. El instrumento se estructuró en dos secciones, a saber, una entrevista semiestructurada con 15 reactivos y un "Free listing" con 9 reactivos.

Tomando como referencia el tamaño de la comunidad de estudio, así como, las características de la población, la selección de informantes no tuvo mayor complejidad. Se consideró que cualquier persona mayor de edad podría aportar información de calidad para el propósito del trabajo de investigación. Para la aplicación de las entrevistas se elaboró un formato que dispuso de dos bloques de preguntas que guiaba la obtención de información. El primero iba dirigido a captar la percepción ambiental que las personas tenían de su localidad, tomando en consideración que el conocimiento del entorno está relacionado con el uso que se hace del mismo. El segundo se dirigía a saber si las personas participaban directamente en la toma de decisiones respecto al uso del suelo y, en el caso positivo, si existía conciencia respecto al probable impacto de su actividad o la de otros en el medio natural. La última pregunta del segundo bloque se formuló con la intención de conocer la opinión de las personas respecto a la posibilidad de cambiar

hacia actividades productivas con impacto diferente, tras haber identificado que algunas de las actividades que se practican actualmente pudieran provocar algún daño.

Una vez que se tuvo el formato se decidió recorrer las calles de la comunidad y aplicar la entrevista a las personas que, siendo mayor de edad, dispusieran de tiempo para contestar las preguntas. En el caso de las personas con algún cargo de representación social se optó por visitarlos directamente en sus oficinas. La entrevista se iniciaba explicando los propósitos de la misma, asegurándose que el entrevistado aceptara ser interrogado y teniendo la seguridad de que comprendiera el por qué estaba siendo entrevistado.

Los principales resultados se enlistan a continuación:

- Se identificó el ocochal como un bien provisto por el bosque y la elaboración de artesanías como una actividad económica nueva.
- Los principales servicios ecosistémicos identificados por los entrevistados fueron: los de aprovisionamiento (madera o leña, agua, materiales para construcción, alimentos), los servicios de regulación (en este caso la producción de oxígeno) y los servicios ecosistémicos culturales (actividades de recreo y salud mental y física, turismo, apreciación estética y experiencias espirituales).
- Algunas personas identificaron una dualidad en algunos de los bienes y servicios provistos por el bosque. En el caso de la fauna silvestre, por ejemplo, identificaron su cualidad de ser un alimento y también la de provocar sensaciones de tranquilidad y felicidad.
- Para las personas de la comunidad, los recursos naturales eran el bosque, la agricultura, los materiales para construcción (grava, arena, piedra, etc.), y el agua, considerando como los más importantes los bosques y el agua.
- Los entrevistados perciben una transformación en el paisaje local, la cual se ha acelerado en los últimos años.
- El cambio en el uso del suelo, con tendencia hacia lo urbano, se percibe como fuerte, sin embargo, se acepta como algo normal.
- Se identificaron la tala, la apertura de terrenos forestales al cultivo, los incendios forestales, la ignorancia, la falta de capacitación, el egoísmo y la necesidad, como algunas de las amenazas hacia la naturaleza.
- Consideraron que el cuidado del medio natural es responsabilidad de las autoridades municipales y locales, y en menor medida de los ciudadanos.
- El cambio de las personas hacia actividades productivas diferentes a aquellas en las que se desempeñan y que podrían considerarse de carácter negativo hacia la naturaleza, se considera difícil.

Cabe señalar que se entrevistó a un total de 30 personas de la comunidad y, que 54% de los entrevistados eran poseedores de algún terreno o parcela, que en su mayoría se destina al uso agrícola. Dichos propietarios se mostraron conscientes del impacto que la actividad agrícola genera, pero la justificaban por ser fuente de alimentos y empleos.

Conclusiones

En la comunidad de Coatepec, Ixtapaluca, Estado de México, el incremento de la población, la satisfacción de las necesidades de la población local y los avecindados tienen un fuerte impacto en el medio natural. Existen procesos importantes de deforestación, degradación ambiental, pérdida de biodiversidad y reservas genéticas, que se incrementan día a día debido al cambio de la cobertura y del uso de suelo. Los cambios de superficies forestales a superficies destinadas a la producción agrícola, la transición de áreas agrícolas a usos urbanos y la apertura y explotación de áreas dedicadas a la minería,

se han convertido en una constante que se extiende poco a poco y que impacta en la calidad y cantidad de los servicios ecosistémicos locales.

La implementación de acciones para la adaptación al cambio climático en esta comunidad, al igual que en otras comunidades de México y, de muchos otros países con diferentes grados de desarrollo económico, es una experiencia reciente.

El diseño de políticas públicas debe ir acompañado de campañas de educación ambiental que lo respalden. La información resultante de este trabajo de investigación puede contribuir a la elaboración de trabajos relacionados con la educación ambiental, con políticas públicas relacionadas con el medio ambiente local, y puede ser fuente de información básica entre otras actividades.

Literatura citada

Anjos, L. J. S. and P. M. de Toledo. 2018. Measuring resilience and assessing vulnerability of terrestrial ecosystems to climate change in South America. PLoS ONE 13:1-15 doi.org/10.1371/journal.pone.0194654.

Dirección General de Planeación y Seguimiento. 2016. Plan de Desarrollo Municipal de Ixtapaluca 2016-2018. Ixtapaluca, Estado de México.

IPCC (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático). 2000. Informe especial del IPCC. Uso de la tierra, cambio de uso de la tierra y silvicultura. Resumen para responsables de políticas. IPCC. 24 p.

Mendelsohn, R. and A. Dinar. 2009. Land Use and Climate Change Interactions. Annual Review of Resource Economics 1:309-32.

Rootzén. J. M., G. Berndes, N. H.Ravindranath, H. I. Somashekar, I. K. Murthy, P.Sudha and M.Ostwald. 2010. Carbon sequestration versus bioenergy: A case study from South India exploring the relative land-use efficiency of two options for climate change mitigation. Biomass and Bioenergy 34:116-123.

UNAM (Universidad Nacional Autónoma de México). 2017. CIENCIAUNAM. http://ciencia.unam.mx/leer/63/alterar-el-suelo-contribuye-al-cambio-climatico_. (Consulta: julio 19, 2017).

Zorrilla-Ramos, M. y D. Rayn Villalba. 2015. Principales retos e implicaciones de la Ley General de Cambio Climático para la biodiversidad y los servicios ambientales. Instituto Belisario Domínguez, Senado de la República. México, D. F. 90 p.

6.5. La heterogeneidad del estrato arbóreo modifica la descomposición del mantillo en un bosque de oyamel

Choreño-Parra Eduardo M.[1]; Beltrán-Paz Ofelia I.[2]; García-Oliva Felipe[3]; Montaño-Arias Noé M.[4] y Chávez-Vergara Bruno M.[2]

[1]Posgrado en Ciencias Biológicas, UNAM. Av. Universidad No. 3000, Ciudad Universitaria, CDMX, 04510, México.
[2]Instituto de Geología, UNAM. Av. Universidad No. 3000, Ciudad Universitaria, CDMX, 04510, México.
[3]Instituto de Investigaciones en Ecosistemas y Sustentabilidad, UNAM, campus Morelia. Antigua carretera a Pátzcuaro No. 8701, Morelia, Michoacán, 58090, México.
[4]Departamento de Biología, División de Ciencias Biológicas y de la Salud, UAM, Unidad Iztapalapa. San Rafael Atlixco No. 186, Iztapalapa, CDMX, 09340, México.
Autor por correspondencia: chorenoparra_em@ciencias.unam.mx

Resumen

El cambio en la comunidad vegetal forestal altera la descomposición del mantillo al modificar sus rasgos químicos y la actividad microbiana. En este trabajo, se evaluó el efecto de la heterogeneidad del estrato vegetal arbóreo sobre la descomposición del mantillo en un bosque de *Abies religiosa*. Se compararon tres condiciones con diferencias en el estrato vegetal: "homogénea con *Abies*" (HmA) dominada por *A. religiosa,* "heterogénea con latifoliadas" (HtL) con presencia de angiospermas, y "heterogénea con pino" (HtP), reforestado con una especie de *Pinus* no nativa. En 2019, en cada condición se recolectaron cinco muestras de mantillo y cinco de suelo al inicio (IH) y en el máximo de la época húmeda (MH). En el mantillo se determinó la concentración de nutrientes, abundancia de grupos microbianos, actividad microbiana, mineralización de C y la tasa de descomposición (K) mediante el Tea Bag Index. Se cuantificó la mineralización de C en un experimento de cruzas recíprocas entre las muestras de suelo y mantillo. En la condición HtP existió una modificación de la composición química del mantillo, la cual promovió una comunidad microbiana dominada por hongos saprótrofos, con una alta actividad enzimática, amplia funcionalmente, y con un metabolismo que tiende a una alta emisión de CO_2. La descomposición del mantillo en la condición HtL fue semejante a la HmA. Los resultados sugieren que la heterogeneidad del estrato arbóreo, principalmente debido al manejo forestal, modifica la interacción entre la composición química y la actividad microbiana del mantillo durante su descomposición.

Palabras clave: *manejo forestal; microorganismos; metabolismo microbiano; actividad enzimática; mineralización de C.*

Abstract

Changes in the forest plant community alter litter decomposition by modifying its chemical composition and microbial activity. In this study, the effect of the arboreal tree stratum heterogeneity on litter decomposition in an *Abies religiosa* forest was evaluated. Three different conditions of tree stratum were compared: "homogeneous with *Abies*" (HmA) dominated by *A. religiosa*, "heterogeneous with broadleaved" (HtL) with broadleaved angiosperms, and "heterogeneous with pine" (HtP), reforested with a non-native species of *Pinus*. Five litter and five soil samples were colected from each condition during the beginning (IH) and peak of the wet season (MH). In litter samples, nutrient concentration, microbial groups abundance, microbial activity, C mineralization and decomposition rate (K) through Tea Bag Index were determined. C mineralization was quantified in a reciprocal transplant experiment between soil and litter samples. In the HtP condition, a litter chemical composition modification was observed, wich promoted a microbial community dominated by saprotrophic fungi, with high enzyme activity, high functional breadth, and a metabolism that tended to high CO_2 emission. Litter decomposition was similar

in HtL and HmA conditions. These results suggest that forest tree stratum heterogeneity, mainly due to forest management, modifies interaction between litter chemical composition and microbial activity during its decomposition.

Key words: *forest management; microorganisms; microbial metabolism; enzyme activity; C mineralization.*

Introducción

La descomposición del mantillo en los sistemas forestales depende de la interacción entre sus rasgos químicos y la actividad de los microorganismos (Aubert *et al*., 2010). Algunas hipótesis sobre esta interacción indican que la descomposición es influida principalmente por los rasgos químicos del mantillo (hipótesis de la "interacción sustrato-matriz") o por las comunidades microbianas al descomponer mantillo que varía ampliamente en sus rasgos químicos (hipótesis de la "amplitud funcional") (Freschet *et al*., 2013; Fanin *et al.*, 2016). Debido a que esta interacción depende de los atributos de la comunidad vegetal, un cambio en esta puede modificar el proceso de descomposición.

En México, existen bosques de oyamel (*Abies religiosa*) que muestran condiciones de heterogeneidad del estrato arbóreo definido por un cambio en la composición de especies y una menor dominancia de *A. religiosa.* Sin embargo, pocos estudios han evaluado sus consecuencias sobre el proceso de descomposición. Por ello, en este trabajo se evaluó el efecto de la heterogeneidad del estrato vegetal arbóreo sobre la descomposición del mantillo en dos fechas dentro de un bosque de *A*. *religiosa*.

Materiales y Métodos

Área y sitios de estudio

Este trabajo se realizó en tres sitios dentro de un bosque de *A. religiosa* localizado en la Sierra de las Cruces, al poniente de la Ciudad de México. Los sitios difieren en la estructura de la comunidad vegetal arbórea debido a eventos de disturbio y manejo forestal que han generado condiciones de heterogeneidad del estrato vegetal arbóreo. Por ello, cada sitio representa una condición del estrato arbóreo: condición homogénea dominado por *A. religiosa* (HmA), condición heterogénea codominada por *A. religiosa* y angiospermas latifoliadas (HtL), y condición heterogénea codominada por *A. religiosa* y *Pinus* sp., especie no nativa con la que fue reforestado el bosque (HtP).

Método

Al inicio de la época húmeda (IH) y el punto máximo de la época húmeda (IH) de 2019 se recolectaron cinco muestras de mantillo y cinco de suelo en cada condición. Para ello, se colocó un transecto de 50 m y, cada 10 m, se trazaron líneas perpendiculares de 50 m. En cada línea se eligió un punto de muestreo aleatoriamente, del cual se obtuvo una muestra compuesta de mantillo y una de suelo. A cada muestra de mantillo se le determinó: humedad, pH, concentración de C, N y P totales (Ct, Nt, Pt), disueltos (COD, NOD, POD), y en biomasa microbiana (Cmic y Nmic), relaciones estequiométricas (C:N, C:P, N:P, COD:NOD, COD:POD, NOD:POD, Cmic:Nmic), actividad de la polifenol oxidasa (PFO), β-glucosidasa (BG), lipasa (LP), N-acetil-glucosaminidasa (NAG), leucina aminopeptidasa (LAP), fosfomonoesterasa (FME) y deshidrogenasa (DH), y la mineralización de C *in vitro* durante 13 días. Además, se obtuvo la actividad enzimática específica (AEE) y el coeficiente metabólico (qCO_2). Ambas variables permiten evaluar la eficiencia en el uso del C y nutrientes por parte de la comunidad microbiana del mantillo (Anderson y Domsch, 1993; Waldrop *et al*., 2000). En las muestras de mantillo y suelo del IH se obtuvo la abundancia absoluta y relativa de bacterias gram negativas (G-), gram positivas (G+), Actinobacterias

(Act), hongos micorrízico-arbusculares (HMA) y saprótrofos (HSAP) mediante los ácidos grasos derivados de fosfolípidos (PLFAs). Mediante la abundancia de cada ácido graso se calculó el índice de Shannon-Wiener (H') y el Índice de equitatividad (J') en las condiciones de estudio.

Complementariamente, se realizó un experimento con base en el "Tea Bag Index" (Keuskamp *et al.*, 2013), el cual consistió en colocar bolsas de té verde y té rojo debajo de la capa de mantillo de las condiciones. Las bolsas fueron colocadas en el IH y recolectadas 90 días después, durante el MH. Con base en la pérdida de masa en las bolsas se calculó la tasa de descomposición (K) de cada condición. Finalmente, se realizó un experimento de cruzas recíprocas con las muestras obtenidas en el IH, para el cual, se colocaron los diferentes tipos de suelo con los diferentes tipos de mantillo provenientes de los sitios en diferentes combinaciones. A cada tratamiento se le cuantificó la mineralización potencial de C en incubaciones *in vitro* durante 54 días.

Para evaluar las diferencias entre fechas y sitios de cada variable se realizó un ANOVA de medidas repetidas (RMANOVA) con los factores "condición" y "época". Las diferencias de K entre los sitios se evaluaron mediante análisis de varianza (ANOVA) de una vía. Las diferencias entre los tratamientos del experimento de cruzas recíprocas se evaluaron con un ANOVA factorial, con los factores "tipo de suelo" y "tipo de mantillo". Se realizaron Análisis de Redundancia para estimar la influencia de la composición química del mantillo sobre la actividad microbiana en las condiciones y épocas de estudio. Además, mediante Análisis de Discriminante Lineal se evaluó si la interacción entre distintas variables era diferente entre las condiciones y épocas estudiadas. Finalmente, se realizó un análisis de regresión múltiple por pasos en cada fecha para que evaluar las variables con mayor influencia sobre la mineralización de C en las condiciones.

Resultados y Discusión

Composición química, estructura y actividad de la comunidad microbiana del mantillo

En la mayoría de las variables, existieron diferencias marcadas entre fechas. Las principales diferencias significativas entre las condiciones se observaron entre HtP y HmA. El Nt durante el IH y el COD, NOD y COD:POD durante ambas épocas fueron mayores en el mantillo de la condición HtP respecto a la HmA. Durante el IH, en el mantillo de las condiciones HtP y HtL se observó una mayor abundancia de bacterias G- respecto a la HmA. Además, la condición HtP mostró la menor diversidad y equitatividad (H'=1.93, J'=0.7) comparado con la condición HtL (H'=2.16, J'=0.76) y HmA (H'=2, J'=0.72), así como una mayor abundancia relativa de HSAP. En el suelo no se observaron diferencias evidentes en la diversidad, equitatividad y abundancia relativa de los grupos microbianos entre las condiciones.

El Nmic fue menor y la actividad de la NAG y FME, y la AEE de la NAG, LAP y FME fueron mayores en la condición HtP respecto a la HmA en ambas épocas. La actividad y AEE de las enzimas POX y BG tendieron a ser mayores en el sitio HtP, seguido del HtL. La mineralización de C tendió a ser mayor en HtP en el IH y menor en el MH (Figura 1A). Además, el qCO_2 tendió a ser mayor en el sitio HtP, seguido del HtL (Figura 1B). Complementariamente, en el experimento de bolsas de té, durante MH, se registró una menor K en las condiciones HtP y HtL respecto al HmA.

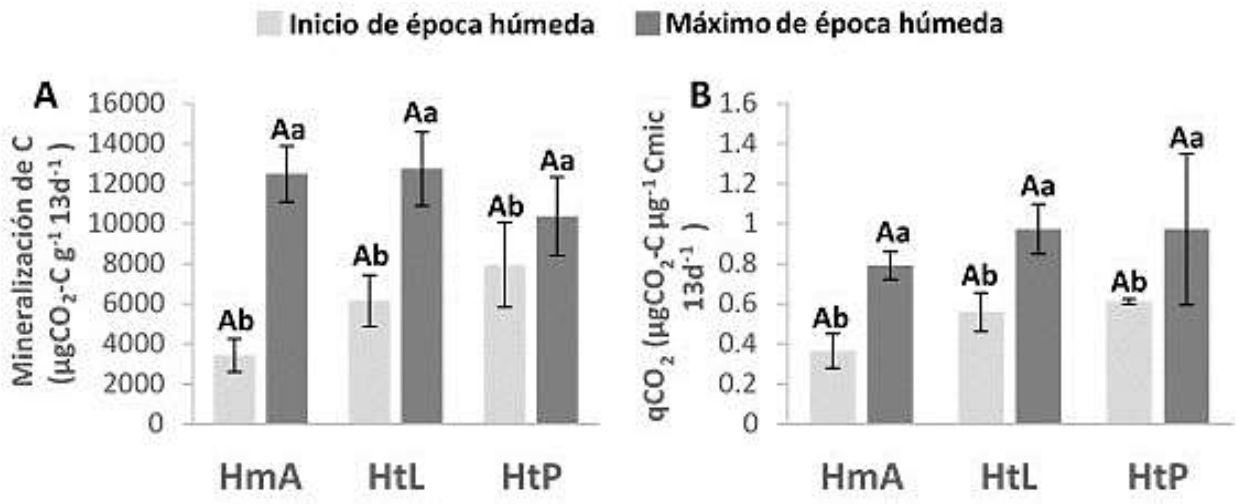

Figura 1. Mineralización de C (A) y coeficiente metabólico (B) del mantillo en las condiciones y épocas de estudio.
Las letras mayúsculas indican diferencias entre las medias de las condiciones en cada época. Las letras minúsculas distintas indican diferencias en las medias entre el IH y el MH en cada condición.

Estos resultados sugieren que, en ambas épocas, la heterogeneidad del estrato arbóreo en el bosque de *Abies religiosa* evaluado, principalmente debido al manejo forestal, modifica la composición química del mantillo. Esto promueve el desarrollo de una comunidad microbiana dominada por HSAPs, como se ha observado en bosques de coníferas donde se introducen especies de *Pinus* no nativas (Waldrop y Firestone, 2004). Esta comunidad presenta una alta actividad asociada a la obtención de N y P, y una tendencia hacia una alta obtención de C. Sin embargo, una baja proporción del N obtenido a través de las enzimas es acumulado en su biomasa, es decir, es ineficiente en el uso del N. Además, su metabolismo tiende a una mayor emisión de CO_2 a la atmósfera y una menor acumulación de C en su biomasa.

El experimento de cruza recíproca indicó que en los tratamientos donde se colocó el mantillo de las tres condiciones en combinación con el suelo de la condición HtP obtenidos en el IH, existió una mayor mineralización de C respecto a las dos condiciones restantes. Esta indica que la comunidad microbiana de la condición HtP es amplia funcionalmente, es decir, tiene una alta capacidad de descomponer sustratos con distinta composición química (Fanin *et al*., 2016). Esto es congruente con las diferencias en la composición química del mantillo entre las tres condiciones y la alta actividad microbiana registrada en la condición HtP.

Interacción entre la composición química y el metabolismo microbiano en el mantillo

Los Análisis de Redundancia mostraron que el pH y los parámetros absolutos de la composición química del mantillo (Ct, Nt, Pt, COD, NOD y POD) explicó el 47.8% de la variación en la actividad microbiana en términos absolutos (Cmic, Nmic y actividad enzimática de la POX, BG, LP, NAG, LAP y DH) en las condiciones y épocas de estudio. De la misma manera, el pH y las relaciones estequiométricas entre nutrientes (C:N, C:P, N:P, COD:NOD, COD:POD y NOD:POD) explicaron el 49.3% de la actividad microbiana en términos funcionales (Cmic:Nmic y la AEE de la POX, BG, LP, NAG, LAP y DH) en las condiciones y épocas estudiadas. Esto indica que la descomposición del mantillo en el bosque evaluado está representada por la interacción entre el pH, la composición química, la actividad y el metabolismo microbiano en el mantillo.

Por su parte, los Análisis de Discriminante Lineal realizados con las mismas variables utilizadas en los Análisis de Redundancia, discriminaron a las muestras entre las condiciones y entre las épocas. Particularmente, cuando se usaron relaciones estequiométricas de nutrientes y parámetros funcionales de la actividad microbiana, existió una mayor precisión en la discriminación de las muestras durante el MH

comparado con el IH. Adcionalmente, algunas muestras de la condición HtL fueron discriminadas como pertenecientes a la HmA, y viceversa, mientras que algunas muestras de la condición HtP fueron clasificadas como pertenecientes a la HtL (Figura 2). Lo anterior indica que la heterogeneidad del estrato arbóreo modifica la interacción entre el pH, la composición química, la actividad y el metabolismo microbiano en el mantillo, principalmente en condiciones de manejo forestal (condición HtP). Por su parte, en condiciones de regeneración natural de la vegetación (condición HtL) esta interacción es más semejante a la condición no alterada del bosque (condición HmA). Además, la modificación en esta interacción es más pronunciada conforme progresa el proceso de descomposición.

Por otro lado, las regresiones múltiples por pasos indicaron que, en el IH, la mineralización de C depende de la interacción entre el pH, variables químicas y la actividad de las enzimas de las comunidades microbianas (R^2=0.98) (Figura 3A). Por su parte, en el MH, esta es explicada por distintas por la humedad, las relaciones estequiométricas entre nutrientes y la actividad microbiana relacionada con el uso eficiente de C y nutrientes (R^2=0.95) (Figura 3B). Estos resultados sugieren que, aunque no existió una modificación de la mineralización de C en las condiciones de heterogeneidad, un cambio posterior en la interacción entre dichos parámetros podría alterar los flujos de C hacia la atmósfera a partir del mantillo. Por lo tanto, este trabajo podría ser considerado en la toma de decisiones relacionadas con la conservación y el manejo forestal de bosques de *A. religiosa*.

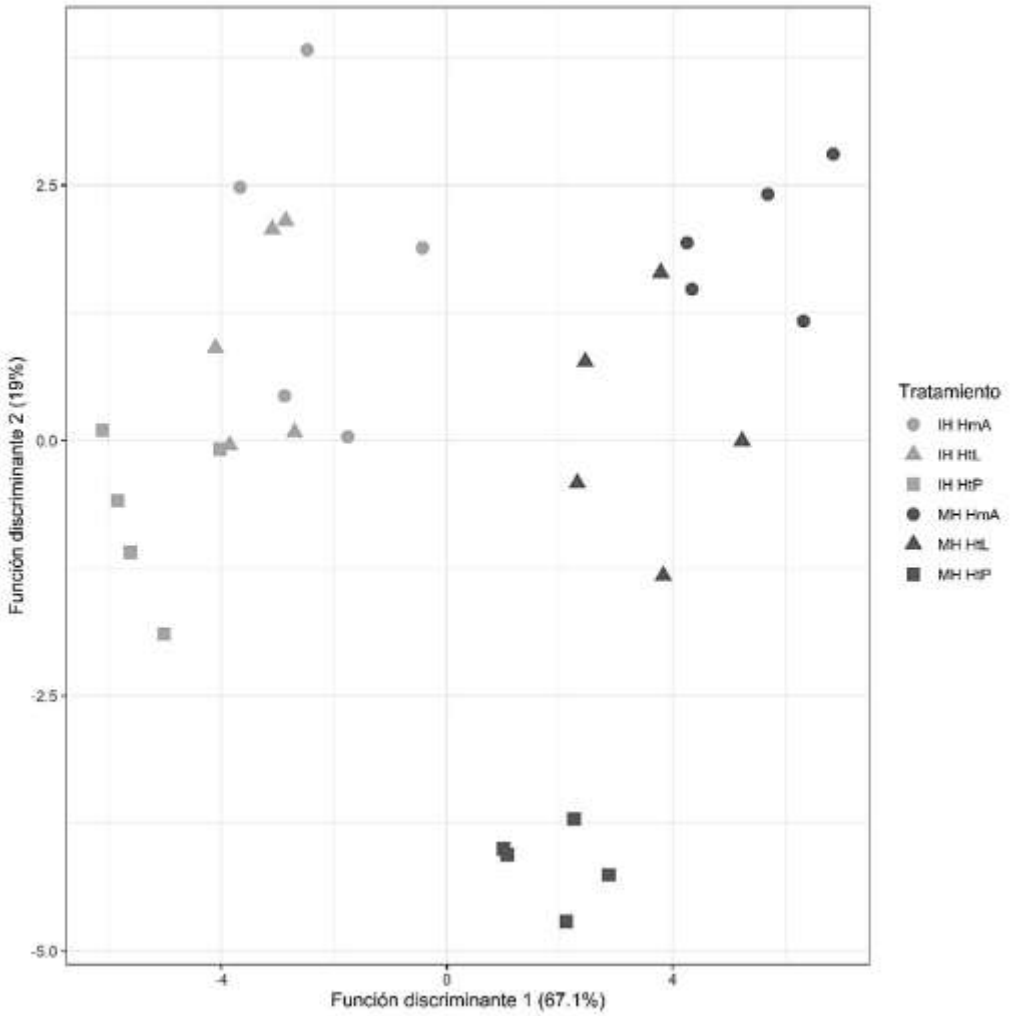

Figura 2. Análisis Discriminante Lineal realizado con el pH, relaciones estequiométricas entre nutrientes y atributos funcionales de la actividad microbiana en el mantillo en las épocas y condiciones de estudio.

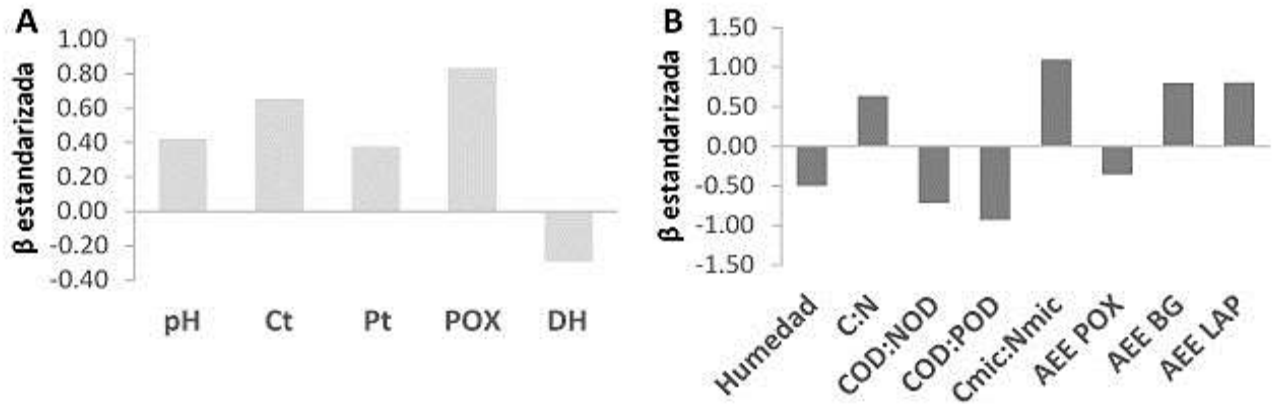

Figura 3. Efecto relativo de las variables ambientales, químicas y de actividad microbiana sobre la mineralización de C en las condiciones de estudio durante el inicio (A) y el máximo de la época húmeda (B).

Conclusiones

En el inicio y máximo de la época de lluvia, la heterogeneidad del estrato arbóreo debido a eventos de disturbio y manejo forestal en el bosque de *Abies religiosa* evaluado promueve un cambio en la composición química, la estructura y la actividad de la comunidad microbiana en el mantillo. En condiciones de manejo forestal con la introducción de *Pinus* sp., la comunidad microbiana está dominada por hongos saprótrofos, tiene una alta actividad, es amplia funcionalmente y tiene un metabolismo que tiende a una mayor emisión de CO_2 a la atmósfera. En la condición de regeneración natural de la vegetación, la descomposición del mantillo es similar a la condición no alterada del bosque. Cambios posteriores en la comunidad vegetal del bosque podrían alterar el flujo de C hacia la atmósfera.

Agradecimientos

Al Posgrado en Ciencias Biológicas, UNAM; al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada al primer autor de este trabajo; al Laboratorio de Biogeoquímica y Materia Orgánica del Suelo y el Laboratorio de Geoquímica Ambiental Molecular del Instituto de Geología de la UNAM, Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, Laboratorio Nacional en Innovación Ecotecnológica para la Sustentabilidad, Laboratorio de Biogeoquímica de Suelos del Instituto de Investigaciones en Ecosistemas y Sustentabilidad, por su apoyo en la obtención de los datos; a la comunidad de San Pedro Atlapulco por el acceso a uno de los sitios de estudio; a la SEMARNAT por el permiso de recolecta en el área de estudio; y a todas las personas que contribuyeron en la recolecta de muestras y obtención de datos.

Literatura citada

Anderson, T.-H. and K. H. Domsch. 1993. The metabolic quotient for CO_2 (qCO_2) as a specific activity parameter to assess the effects of environmental conditions, such as pH, on the microbial biomass of forest soils. Soil Biology and Biochemistry 25:393-395.

Aubert, M., P. Margerie, J. Trap and F. Bureau. 2010. Aboveground-belowground relationships in temperate forests: Plant litter composes and microbiota orchestrates. Forest Ecology and Management 259:563-572.

Fanin, N., N. Fromin and I. Bertrand. 2016. Functional breadth and home-field advantage generate functional differences among soil microbial decomposers. Ecology 97:1023-1037.

Freschet, G. T., W. K. Cornwell, D. A. Wardle, T. G. Elumeeva, W. Liu, B. G. Jackson, V. G. Onipchenko, N. A. Soudzilovskaia, J. Tao and J. H.C. Cornelissen. 2013. Linking litter decomposition of above- and below-ground organs to plant-soil feedbacks worldwide. Journal of Ecology 101:943-952.

Keuskamp, J. A., B. J. J. Dingemans, T. Lehtinen, J. M. Sarneel and M. M. Hefting. 2013. Tea Bag Index: a novel approach to collect uniform decomposition data across ecosystems. Methods in Ecology and Evolution 4:1070-1075.

Waldrop, M. P. and M. K. Firestone. 2004. Microbial community utilization of recalcitrant and simple carbon compounds: impact of oak-woodland plant communities. Oecologia 138:275-284.

Waldrop, M. P., T. C. Balser and M. K. Firestone. 2000. Linking microbial community composition to function in a tropical soil. Soil. Biology and Biochemistry 32:1837-1846.

6.6. Patrón geográfico de la transformación de N en los suelos urbanos y rurales

Domínguez-Eusebio Carlo A.[1]; Perroni Yareni[2] y Briones Oscar[1].

[1]Red de Biología Evolutiva, Instituto de Ecología A.C. Carretera antigua a Coatepec No. 351, C.P. 91070, Colonia Las Hayas, Xalapa, Veracruz.
[2]Instituto de Biotecnología y Ecología Aplicada, Universidad Veracruzana. Av. de las Culturas Veracruzanas No. 101, C. P. 91090, Colonia Emiliano Zapata, Xalapa, Veracruz, México.
Autor para correspondencia: cardomingueze@gmail.com

Resumen

Las áreas verdes dentro de ciudades brindan diversos servicios ambientales que mitigan algunos efectos asociados a la urbe, como la regulación térmica, disminución de la contaminación del aire o reducción del escurrimiento pluvial. Por ello, es importante conocer el estado ecológico en que se encuentran los parques y bosques urbanos, así como los procesos del funcionamiento ecosistémico como la transformación edáfica del nitrógeno, elemento esencial en la productividad primaria. Conocer los procesos ecosistémicos permitirá entender el funcionamiento del suelo bajo influencia de ciudades, vegetación y condiciones ambientales distintas. El objetivo de este trabajo fue conocer si existe algún patrón en cuanto al comportamiento de dos procesos de transformación de nitrógeno en el suelo: la nitrificación y mineralización de N entre sitios urbanos y rurales en diferentes latitudes. El análisis de los datos mostró que la latitud tiene un papel importante en la modulación de la transformación del nitrógeno edáfico de los sitios urbanos y rurales. Se observó alta correlación (r^2 >0.9) tanto en la mineralización como nitrificación con la latitud geográfica. Los suelos urbanos en general presentaron valores bajos de pH mayor, valores bajos del cociente C:N y alta tasa en los procesos de transformación de N. El incremento en los estudios sobre la biogeoquímica urbana permitirá establecer bases sólidas para conocer el funcionamiento de los ecosistemas con alta influencia humana.

Palabras clave: *biogeoquímica urbana; bosque urbano; ecología urbana; nitrificación y mineralización de nitrógeno; procesos microbianos en el suelo.*

Abstract

Green areas within cities provide various environmental services that mitigate some effects associated with the city, such as thermal regulation, decreased air pollution, or reduced storm runoff. For this reason, it is important to know the ecological state of urban parks and forests, as well as the processes of ecosystem functioning, such as the edaphic transformation of nitrogen, an essential element in primary productivity. Knowing the ecosystem processes will allow understanding the operation of the soil under the influence of different cities, vegetation, and environmental conditions. The objective of this work was to know if there is any pattern regarding the behavior of two nitrogen transformation processes in the soil: nitrification and N mineralization between urban and rural sites in different latitudes. Analysis of the data showed that latitude plays an important role in modulating the transformation of edaphic nitrogen from urban and rural sites. High correlation (r^2> 0.9) was observed both in mineralization and nitrification with geographic latitude. Urban soils in general presented low values of higher pH, low values of the C: N ratio and a high rate in the processes of transformation of N. The increase in studies on urban biogeochemistry will allow establishing solid bases for understanding the functioning of ecosystems with high human influence.

Key words: *urban biogeochemistry; urban forest; urban ecology; nitrification and nitrogen mineralization; microbial soil processes.*

Introducción

En la actualidad 52.3% de la población mundial se encuentran radicando en las ciudades (Banco Mundial, 2020) y, como es de esperarse, esto provocará fuertes cambios en el ambiente y en los organismos de la ciudad. Si bien las ciudades se han vuelto el principal centro de crecimiento económico e innovación tecnológica y científica, también han favorecido a la alteración de las condiciones climáticas más importantes del planeta (Garracho-Rangel, 2013; Grimm, 2008). Por los cambios de cobertura de suelo involucrada por la expansión y por los diferentes tipos de desechos y emisiones que generan, las ciudades han producido diversos cambios en el clima que se manifiestan a diferentes escalas. Además, han podido reconocerse cambios en los ciclos biogeoquímicos, fragmentación de ecosistemas e inclusive en la diversidad de flora y fauna asociada (Grimm, 2008).

El suelo es un elemento esencial en los ecosistemas terrestres ya que ocurren procesos clave para el desarrollo de la vida (Bikley y Fisher, 2013), y modificarlos implica alteraciones considerables tanto en la vegetación, los microorganismos, cadenas tróficas, así como en el ambiente. En este sentido, el suelo de las ciudades suele presentar características distintas a las que ocurren en condiciones sin mucha influencia de actividad humana (Lorenz y Lal, 2009). Debido a lo anterior, los cambios en algunos procesos biogeoquímicos, como la conversión de nutrimentos de formas orgánicas a inorgánicas, la mineralización de carbono (C) y nitrógeno (N) o la nitrificación mediante la actividad microbiana del suelo, pueden representar el estado ecosistémico en el que se encuentra el suelo para sustentar la vida e inclusive son indicadores de la salud vegetal (Robertson and Groffman, 2007). Es importante conocer los procesos de transformación de nutrimentos esenciales como el C y el N en sitios que se encuentran bajo la influencia humana, en específico cuando se encuentran inmersos dentro de las ciudades.

Si bien se conoce que la urbanización puede ocasionar alteraciones tanto en procesos biogeoquímicos en el suelo como en el desarrollo vegetal (Lorenz y Lal, 2009), existe poca información en donde se muestre, con investigaciones realizadas en la relación urbano-rural, algún patrón espacial a gran escala. Actualmente desconocemos si las áreas urbanas templadas funcionan de la misma manera que las tropicales cuando se comparan con bosques nativos aledaños de referencia. Por esto, el objetivo de este trabajo fue la búsqueda de patrones en la relación urbano-rural de algunos de los almacenes y procesos de transformación del N del suelo en las áreas verdes de las ciudades y de sus bosques aledaños localizados en diferentes latitudes (templados-tropicales). Nosotros esperamos que las diferencias en la transformación de N edáfico entre áreas urbanas y rurales sea independiente de la latitud y estén asociados a los cambios en las condiciones ambientales y edáficas ocasionados por la influencia de la ciudad.

Materiales y Métodos

Se analizaron, estadísticamente, los resultados de investigaciones metodológicamente similares sobre la comparación urbano-rural con datos de contenido y concentración de N inorgánico, mineralización y nitrificación de N, pH y relación C:N situados en diferentes latitudes (Figura 1). Otro de los criterios de selección fue la unidad de medición de la mineralización y nitrificación, considerando solamente aquellos trabajos con valores de transformación de N en peso por unidad de peso del suelo por día (mg/kg d).

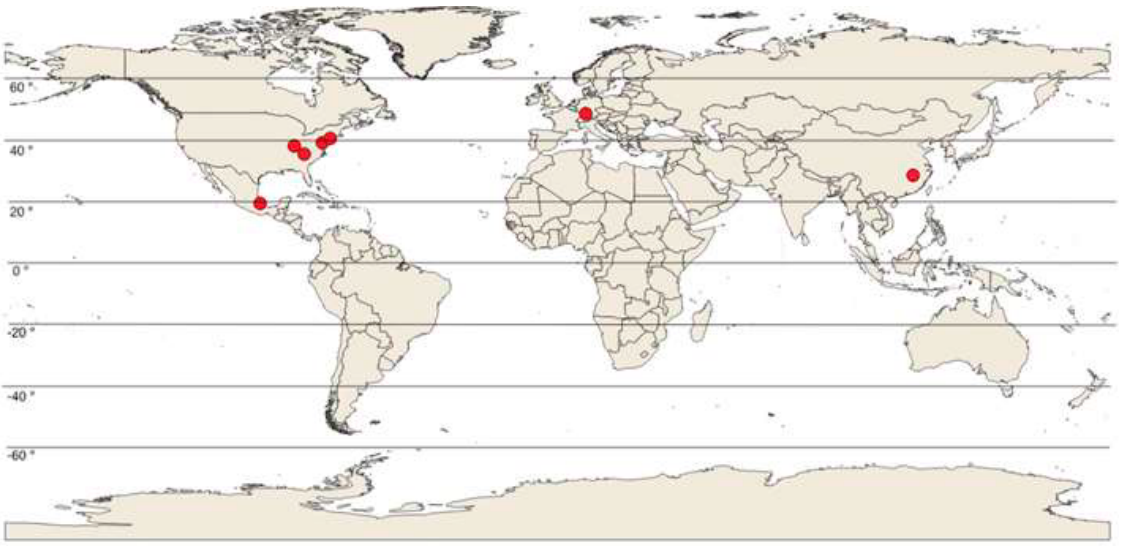

Figura 1. Distribución latitudinal de sitios con datos de transformación de nitrógeno del suelo en ambientes urbanos y rurales.

Se realizaron correlaciones y regresiones no lineales entre la latitud, mineralización de N, nitrificación y pH en los sitios urbanos y rurales de siete estudios. Además, pruebas de t sirvieron para explorar las diferencias estadísticas entre los sitios urbano y rural. Se utilizó el programa R, considerando un umbral de significancia de 0.05. Cabe mencionar que algunos trabajos revisados no se añadieron a las regresiones realizadas, puesto que presentaban unidades distintas que no son comparables, en este caso, sólo se utilizaron para conocer el estado de los almacenes de C y N en el suelo de sitios urbanos y rurales.

Resultados y Discusión

Los sitios rurales tuvieron valores promedio de pH (4.4) menores a los urbanos (pH = 5), sin embargo, esa diferencia no resultó ser estadísticamente significativa entre sitios (P=0.1; Cuadro 1). Aunque la relación C:N de los suelos rurales presentó un valor promedio de mayor (16.3) a los urbanos (15.8), esa diferencia no fue significativa (P=0.9). Lo anterior podría indicar que la influencia de las ciudades estaría disminuyendo la cantidad de C en el suelo y aumentando la de N. Además, los cambios en el cociente C:N podrían indicar alteraciones en la calidad y/o cantidad de la materia orgánica que ingresa el suelo, provocando modificaciones en los flujos de materia y con ello, modificando la capacidad de ciclaje de algunos almacenes (Lorenz and Lal, 2009; Trammel *et al.,* 2017).

Cuadro 2. Características del suelo en ambientes urbanos y rurales cercanos localizados en diferentes latitudes.

Lugar	País	Sitio	pH	C:N	Nitrificación (mg/kg d)	Mineralización de N (mg/kg d)	Latitud (º)
Nanchang[1]	China	Rural	4.48	14.00	0.13	0.83	28
		Urbano	5.63	14.70	2.13	2.20	28
Baltimore[2]	EEUU	Rural	4.70	13.80	0.05	0.25	39
		Urbano	4.90	10.80	0.50	0.50	39
Nueva York[3]	EEUU	Rural	4.30	21.20	6.10	22.10	40
		Urbano	4.50	20.10	1.10	5.10	40
Louisville[4]	EEUU	Rural	4.20	21.20	0.50	0.66	38
		Urbano	4.30	26.20	0.07	0.35	38
Asheville[5]	EEUU	Rural	-	17.14	0.02	1.11	35
		Urbano	-	15.17	0.15	0.26	35

Lugar	País	Sitio	pH	C:N	Nitrificación (mg/kg d)	Mineralización de N (mg/kg d)	Latitud (º)
Stuttgart[6]	Alemania	Rural	-	-	-	57.10	48
		Urbano	-	-	-	128.80	48
Xalapa[7]	México	Rural	4.50	10.20	11.07	28.20	19
		Urbano	5.80	8.10	10.90	20.00	19

. [1]Chen *et al*., 2010; [2]Groffman *et al*., 2006; Raciti *et al*., 2011; [3]White and Mcdonnel, 1988; Zhu and Carreiro, 2004; [4]Trammel *et al*., 2017; [5]Pavao-Suckerman and Coleman, 2005; [6]Lorenz and Kandeler, 2005; [7] Domínguez-Eusebio *et al*, en revision.

Algunos trabajos revisados (Cuadro 2) muestran que el contenido de N inorgánico en el suelo (NH_4 + NO_3) es mayor en ambientes rurales que en los urbanos. Además, los sitios rurales presentaron más NH_4 (promedio = 14 mg/kg) con respecto a los sitios urbanos (7 mg/kg), mientras que el NO_3 resultó ser más alto en estos últimos (rural 5.1 mg/kg; urbano 9.4 mg/kg). Sin embargo, la prueba de t mostró que las diferencias en el contenido de N inorgánico y las diferencias en NH_4 y NO_3 no fueron estadísticamente significativas. El incremento en el número de trabajos permitirá confirmar las tendencias anteriores.

Cuadro 2. Valores medios de algunas características y procesos de transformación de nutrientes en el suelo de sitios urbanos, suburbanos y rurales.

Estado	Vegetación	Sitio	C orgánico	C Total	N Total	NH_4 (mg/kg)	NO_3 (mg/kg)
Rural	Pinos	China[1]	9.3 g/kg	-	0.75 g /kg	.5-2	.5-2
Urbano			10.3 g/kg	-	0.7	1.8-6	5-15
Rural	Desierto	Arizona*[3]	1.66 g/kg	-	-	2.35	4.36
Urbano			6.38 g/kg	-	-	3.98	11.46
Rural	Robles	New York[5]	-	5.9%	.26%	19.4	0.6
Urbano			-	4.9%	.25%	11.7	1.3
Rural	Robles	Maryland[7]	-	-	-	8.1	0.7
Urbano			-	-	-	3.5	3.8
Rural	Bosque nublado	Xalapa, México[8]	13.63%	16.05%	1.56%	39	18.6
Urbano			6.6%	6.95%	0.87%	12.2	28.9

*Completado con dos o más trabajos en sitios similares.[1]Chen *et al*., 2010, [2]Wang *et al*., 2017, [3]Koerner y Klopatek, 2010; Zhu *et al*., 2006, [5]Goldman *et al*., 1995, [7]Raciti *et al*., 2011, [8]Domínguez-Eusebio, en revisión.

Los cambios entre las concentraciones de NH_4 y NO_3 en el suelo de los sitios urbanos y rurales pueden ser ocasionados por diferencias en los procesos de nitrificación y mineralización. La mayor concentración de NO_3 en los sitios urbanos podría deberse a: 1) mayor temperatura del suelo en los sitios urbanos, lo cual favorece el incremento en la actividad microbiana, incluidos nitrificadores (Bardgett, 2005; Robertson and Groffman, 2007; Smith *et al.,* 2015) y 2) deposición de gases y partículas sobre el suelo, lo cual representaría fuentes adicionales de N, además de la fijación natural. Bajo condiciones normales, la fijación de N es la principal forma de incorporación de este elemento al suelo, lo cual explicaría que, en los sitios rurales, menos perturbados que los urbanos, la forma predominante de sea NH_4 (Chapin *et al.,* 2011). A su vez, los sitios urbanos podrían estar condicionados por características particulares, como el tamaño de la ciudad, cantidad de habitantes, así como la latitud que involucra condiciones climáticas específicas. En nuestro análisis observamos que la latitud presentó alta correlación con la mineralización y nitrificación de N, tanto en sitios rurales como urbanos (Figura 2).

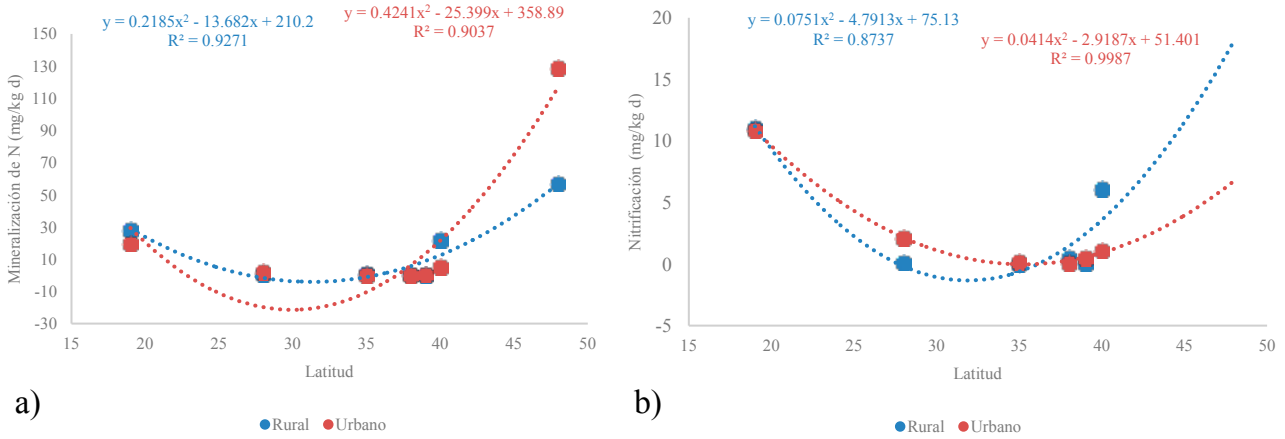

Figura 2. Relación de la latitud con la mineralización de N (a) y nitrificación (b) en sitios urbanos (rojo) y rurales o poco perturbados (azul).

Tanto en sitios rurales como en urbanos se observó menor cantidad de mineralización de N y de nitrificación en los trabajos realizados en las latitudes medias estudiadas (entre 25 y 40º) en comparación con las bajas (<25) y altas (>40). En los sitios más conservados (rurales) se observó alta dependencia de la mineralización con la latitud (r^2=0.90), mientras que en los sitios con influencia humana (urbanos) esa relación inclusive fue ligeramente mayor (r^2=0.93). Lo anterior podría indicar que, con baja influencia humana, la latitud (y las posibles condiciones climáticas y edáficas asociadas a esta) es un factor que afecta la producción de nitratos y N inorgánico en el suelo.

Como se observa en la Figura 2, las mayores tasas de los procesos biogeoquímicos tanto en latitudes bajas como altas podrían deberse a la mayor cantidad de nutrientes en el suelo en estas zonas (Lal, 2005). Por lo anterior, un mayor reservorio de nutrientes en el suelo propiciaría una mayor transformación de la materia, presentándose mayores flujos en comparación. Además, en el caso específico de latitudes bajas (<20º) es posible que los mayores flujos de N se deban a las condiciones ambientales de temperatura y humedad del aire y suelo favorables para el funcionamiento de los microorganismos edáficos. Por otra parte, los altos valores de mineralización y nitrificación de N en latitudes altas (>40º) podrían deberse a la alta deposición atmosférica de N ocasionada por la mayor cantidad de industrias y ciudades grandes que afecten zonas con poca actividad humana (Galloway *et al.,* 2008).

En los sitios analizados con alta influencia humana (en las ciudades), al igual que en los sitios menos perturbados, la latitud parece ejercer un papel importante en la generación de nitratos y N inorgánico a través de la nitrificación y mineralización, respectivamente, lo cual sería de esperarse debido a la cercanía de los sitios rurales. La mineralización de N en sitios urbanos presenta una ligera menor relación con la latitud en los sitios urbanos en comparación con los rurales. Por otro lado, la mayor correlación de la nitrificación con la latitud es ligeramente mayor en los sitios urbanos que en los rurales, lo cual podría explicarse por el aumento de nitratos en las ciudades y la posible deposición de este en las áreas verdes dentro de estas o aledañas.

Aunque en esta contribución se analizaron algunos trabajos de investigación que localizamos en la literatura publicada, nosotros aquí mostramos una primera aproximación en la identificación de los patrones espaciales de la transformación de N en el suelo en sitios de vegetación urbana y rural con relación a la latitud. Se espera y recomienda ampliar la revisión bibliográfica de la literatura científica para para corroborar los patrones detectados.

Conclusiones

Los procesos biogeoquímicos de la transformación de N que ocurren en los bosques y áreas verdes sometidos a las presiones ambientales de la urbanización dentro de las ciudades son muy distintos a los

de los ecosistemas nativos originales que los circundan. Las áreas urbanas presentaron suelos con pH más alto y menor abundancia de C con respecto a la de N, en comparación con las zonas con poca presencia humana. Los parámetros anteriores posiblemente están ocasionando cambios en las condiciones en las que se desarrollan las poblaciones microbianas edáficas y la calidad de la materia orgánica que es procesada y almacenada en el suelo de los ecosistemas urbanos.

Tanto la mineralización de N como la nitrificación de los sitios urbanos y rurales estuvieron altamente relacionados con la latitud, ya que las regiones de latitudes medias estudiadas (entre 25 y 40 º) mostraron bajas tasas de transformación de N, mientras que esas tasas fueron mayores en las regiones de latitudes bajas (<25º) y altas (>40º). A pesar de esto, la latitud en los sitios urbanos tuvo una influencia ligeramente mayor en la nitrificación, comparado con la mineralización, mientras que en los sitios rurales o con poca perturbación la latitud tuvo mayor influencia en la mineralización. Lo anterior puede estar relacionado con una posible mayor presencia de nitrificadores en los sitios urbanos en comparación con los sitios rurales que pueden tener mayor presencia de microbiota heterótrofa, además de una posible condición edáfica y climática favorable para su desarrollo. Sin embargo, es necesario ampliar la revisión bibliográfica para corroborar lo mostrado en este trabajo.

Agradecimientos

Agradecemos al patronato del parque ecológico Cerro de Macuiltépetl por su permiso para obtener muestras y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología de México (CONACYT) por su apoyo con la beca posdoctoral. Agradecemos al Instituto de Biotecnología y Ecología Aplicada de la Universidad Veracruzana y al Instituto de Ecología A.C. (INECOL) por su apoyo, especialmente al Laboratorio de Ecofisiología Vegetal y al Laboratorio de Agua y Suelo.

Literatura citada

Banco Mundial. 2020. Crecimiento de la población urbana. https://datos.bancomundial.org/indicador/SP.URB.GROW.

Bardgett, R.D., Bowman, W.D., Kaufmann, R. and Schmidt, S.K. 2005. A temporal approach to linking aboveground and belowground ecology. Trends Ecol. Evol., 20, 634–641. A temporal approach to linking aboveground and belowground ecology

Binkley, Dan, and Richard F. Fisher. 2013. Ecology and management of forest soils. 4th ed. Hoboken, NJ: Wiley.

Chapin, F. S., P. A. Matson, and P. M. Vitousek. 2011. Principles of Terrestrial Ecosystem Ecology. Springer New York, New York, NY.

Chen, F., T. J. Fahey, M. Yu, and L. Gan. 2010. Key nitrogen cycling processes in pine plantations along a short urban–rural gradient in Nanchang, China. Forest Ecology and Management 259:477–486.

Galloway, J. N., A. R. Townsend, J. W. Erisman, M. Bekunda, Z. Cai, J. R. Freney, L. A. Martinelli, S. P. Seitzinger, and M. A. Sutton. 2008. Transformation of the Nitrogen Cycle: Recent Trends, Questions, and Potential Solutions. Science 320:889–892.

Garracho-Rangel, C. 2013, Dinámica de las ciudades de México en el siglo XXI: cinco vectores clave para el desarrollo sostenible, El Colegio Mexiquense, conapo y unfpa. Disponible en línea: https://www.gob.mx/conapo/documentos/

Goldman, M. B., P. M. Groffman, R. V. Pouyat, M. J. McDonnell, and S. T. Pickett. 1995. CH_4 uptake and N availability in forest soils along an urban to rural gradient. Soil Biology and Biochemistry 27:281–286.

Grimm, N. B., S. H. Faeth, N. E. Golubiewski, C. L. Redman, J. Wu, X. Bai, y J. M. Briggs. «Global Change and the Ecology of Cities». Science 319, n.º 5864 (8 de febrero de 2008): 756-60. https://doi.org/10.1126/science.1150195.

Groffman, P. M., R. V. Pouyat, M. L. Cadenasso, W. C. Zipperer, K. Szlavecz, I. D. Yesilonis, L. E. Band, and G. S. Brush. 2006. Land use context and natural soil controls on plant community composition and soil nitrogen and carbon dynamics in urban and rural forests. Forest Ecology and Management 236:177–192.

Koerner, B.A., Klopatek, J.M. 2010. Carbon fluxes and nitrogen availability along an urban–rural gradient in a desert landscape. Urban Ecosyst 13, 1–21. https://doi.org/10.1007/s11252-009-0105-z

Lal, R. 2005. Forest soils and carbon sequestration. Forest Ecology and Management 220:242–258.

Lorenz, K, y R Lal. «Biogeochemical C and N Cycles in Urban Soils». Environment International 35, n.º 1 (enero de 2009): 1-8. https://doi.org/10.1016/j.envint.2008.05.006.

Lorenz, K., and E. Kandeler. 2005. Biochemical characterization of urban soil profiles from Stuttgart, Germany. Soil Biology and Biochemistry 37:1373–1385.

Pavao-Zuckerman, M. A., and D. C. Coleman. 2005. Decomposition of chestnut oak (*Quercus prinus*) leaves and nitrogen mineralization in an urban environment. Biology and Fertility of Soils 41:343–349.

Raciti, S. M., P. M. Groffman, J. C. Jenkins, R. V. Pouyat, T. J. Fahey, S. T. A. Pickett, and M. L. Cadenasso. 2011. Nitrate production and availability in residential soils. Ecological Applications 21:2357–2366.

Robertson GP, Groffman PM. 2007. Nitrogen transformation. In: Paul E (Ed) Soil microbiology, ecology and biochemistry. Third Edition. Elsevier Academic Press. pp. 341- 364.

Trammell, T. L. E., C. E. Tripler, S. C. Carper, y M. M. Carreiro. «Potential Nitrogen Mineralization Responses of Urban and Rural Forest Soils to Elevated Temperature in Louisville, KY». Urban Ecosystems 20, n.º 1 (febrero de 2017): 77-86. https://doi.org/10.1007/s11252-016-0580-y.

Smith, P., Cotrufo, M.F., Rumpel, C., Paustian, K., Kuikman, P.J., Elliott, J.A., McDowell, R., Griffiths, R.I., Asakawa, S., Bustamante, M., House, J.I., Sobocká, J., Harper, R., Pan, G., West, P.C., Gerber, J.S., Clark, J.M., Adhya, T., Scholes, R.J., Scholes, M.C., 2015. Biogeochemical cycles and biodiversity as key drivers of ecosystem services provided by soils. SOIL Discussions 2, 537–586. https://doi.org/10.5194/soild-2-537-2015

Wang, H., C. W. Marshall, M. Cheng, H. Xu, H. Li, X. Yang, and T. Zheng. 2017. Changes in land use driven by urbanization impact nitrogen cycling and the microbial community composition in soils. Scientific Reports 7.

White, C. S., and M. J. McDonnell. 1988. Nitrogen cycling processes and soil characteristics in an urban versus rural forest. Biogeochemistry 5:243–262.

Zhu, W.-X., and M. M. Carreiro. 2004. Temporal and spatial variations in nitrogen transformations in deciduous forest ecosystems along an urban–rural gradient. Soil Biology and Biochemistry 36:267–278.

Zhu, W.-X., D. Hope, C. Gries, and N. B. Grimm. 2006. Soil Characteristics and the Accumulation of Inorganic Nitrogen in an Arid Urban Ecosystem. Ecosystems 9:711–724.

6.7. Microhongos asociados a carbono orgánico en suelo del Parque Sierra de Guadalupe, centro de México

Castellanos-Moguel Judith[1]; Miranda-Calixto Arturo[1]; Molina-Morales Mayra[1]; Reyes Hernández Omar[1]; Cano-Flores Óscar[1]; Vela-Correa Gilberto[1]; Bello-Téllez Valeria[1]; Rodríguez-Gamiño María de Lourdes[2] y López-Blanco Jorge[3]

[1]Departamento El Hombre y su Ambiente, Universidad Autónoma Metropolitana - Xochimilco, UAM-X. Calzada del Hueso 1100, Colonia Villa Quietud, C.P. 04960, Alcaldía Coyoacán, Ciudad de México.
[2]Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Filosofía y Letras. Circuito Escolar s/n, Ciudad Universitaria. Alcaldía Coyoacán. C.P. 04510, Ciudad de México.
[3]Global Change Consulting. TS de la Barrera 13, Int. B-509. Colonia Merced Gómez. Alcaldía Benito Juárez. C.P.03930. Ciudad de México.
Autor para correspondencia: mjmoguel@correo.xoc.uam.mx

Resumen

El Parque Estatal Sierra de Guadalupe, se encuentra en la parte central de la Cuenca de México y aún conserva vegetación nativa, integrada por diversas especies de encinos (*Quercus* sp.), que se ha ido perdiendo debido al crecimiento urbano, incendios forestales, extracción de piedra, etc. Con el fin de aminorar el impacto de estas actividades, se han llevado a cabo diversos programas de reforestación, que incluyeron especies de *Eucalyptus* sp.; se conoce poco acerca de las repercusiones que estos árboles pueden tener en la comunidad microbiana, específicamente en los microhongos y la relación de los mismos con la cantidad de carbono orgánico del suelo. Se trabajó en tres parajes de la Sierra con cobertura de *Eucalyptus* sp. y *Quercus* sp. Se tomaron muestras compuestas de 0 a 30 cm, se deteminó pH, materia orgánica y carbono orgánico total; así como aislamientos de hongos cultivables, se determinó la cantidad de unidades formadoras de colonias por g de suelo y los géneros presentes. Se obtuvieron aislamientos de todos los sitios, en las reforestaciones de *Eucalyptus* sp., se observó una diversidad alta de hongos, pero los géneros aislados en mayor número, están asociados a cambios recientes en la comunidad del suelo, mientras que en la vegetación nativa de *Quercus* sp. se encontró gran cantidad de micelio estéril, que sugiere una comunidad fúngica más estable. La cantidad de materia orgánica y carbono orgánico influenció mayormente a los hongos en los sitios reforestados con *Eucalyptus* sp. que en los sitios con *Quercus* sp. Los resultados sugieren que deben preferirse las especies nativas para optimizar la captura de carbono al favorecer una comunidad fúngica estable en el suelo de la Sierra de Guadalupe.

Palabras clave: *hongos microscópicos; captura de carbono; materia orgánica; carbono orgánico de suelo; reforestación.*

Abstract

Sierra de Guadalupe State Park, is located in the central part of the Basin of Mexico and still retains native vegetation, composed of various species of oaks (*Quercus* sp.), which has been lost due to urban growth, forest fires, stone extraction, etc. In order to reduce the impact of these activities, various reforestation programmes have been carried out, including eucalyptus sp. species; little is known about the impact these trees can have on the microbial community, specifically on microfungals and their relationship to the amount of organic carbon in the soil. It worked in three places in the Sierra with coverage of *Eucalyptus* sp. and *Quercus* sp. Samples composed of 0 to 30 cm were taken, pH, organic matter and total organic carbon were deteminated; as well as arable fungal isolations, the number of colony forming units per g of soil and the genera present were determined. Isolations were obtained from all sites, in the reforestations of *Eucalyptus* sp., a high diversity of fungi was observed, but the isolated

genera in greater numbers, are associated with recent changes in the soil community, while in the native vegetation of *Quercus* sp. a large amount of sterile mycelium was found, suggesting a more stable fungal community. The amount of organic matter and organic carbon mostly influenced fungi at sites reforested with *Eucalyptus* sp. than on sites with *Quercus* sp. The results suggest that native species should be preferred to optimize carbon capture by fostering a stable fungal community in the soil of the Sierra de Guadalupe.

Key words: *microscopic fungi; carbon sequestration; organic matter; soil organic carbon; reforestation.*

Introducción

La contaminación ambiental en la Ciudad de México es un problema causado por fuentes fijas y móviles, y se calcula que produce alrededor de 22 millones de toneladas de CO_2/año. Debido a esta gran cantidad de emisiones, es necesario buscar alternativas para mitigarlas. Los bosques derivados de las reforestaciones, son una opción al constituir sumideros importantes de carbono. El Parque Estatal Sierra de Guadalupe, se encuentra en la parte central de la Cuenca de México, es una formación montañosa de origen volcánico que data de hace 15 millones de años, con una vegetación predominante de encinos (*Quercus* sp.), que se han ido perdieron debido a diversas perturbaciones, incluyendo el cambio de uso de suelo. En el parque, se han llevado a cabo diversos programas de reforestación, que incluyeron especies de *Eucalyptus* sp. (Paniagua-Fuentes, 2016), estos árboles se caracterizan por tener un crecimiento rápido, pero se ha reportado que empobrecen el suelo por necesitar gran cantidad de nutrimentos (Chen *et al*., 2013). Es indudable el papel que desempeñan las áreas naturales, ya que los principales almacenes de carbono en los ecosistemas forestales son la vegetación, el mantillo y el suelo (Ordóñez y Masera, 2001). Entre los componentes biológicos del suelo mas importantes son los microorganismos, ya que las comunidades microbianas son indicadores de cambios y perturbaciones ambientales, debido a su rápida respuesta en cuanto a la composición de organismos. Actualmente, existe información que sugiere que al introducir vegetación como los *Eucalyptus* sp., habrá cambios en la diversidad del suelo con respecto a la encontrada en sitios con vegetación nativa (Behera y Sahani, 2003), sin embargo, hay autores que mencionan que dependerá del tiempo transcurrido a partir de la reforestación para poder detectar cambios en la comunidad microbiana (Cao *et al*., 2010; Chen *et al*., 2013). Las repercusiones en la composición de microorganismos tienen implicaciones en la emisión de CO_2 a la atmósfera, ya que pueden remover carbono atmosférico y almacenarlo en forma de biomasa, o bien desprender grandes cantidades de CO_2 derivado del catabolismo microbiano (Burbano-Orjuela, 2018). En este trabajo se cuantificó la cantidad y composición de hongos cultivables en sitios reforestados con *Eucaliptus* sp. y con *Quercus* sp. como vegetación nativa en el Parque Estatal Sierra de Guadalupe, en el centro de México.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El Parque Estatal Sierra de Guadalupe se localiza entre las coordenadas extremas de 19°37’ y 19°29’ de latitud norte y 99°12’ y 99°02’ de longitud oeste, con un gradiente altitudinal de los 2240 a los 2950 m s. n. m. Los suelos son de orígen volcánico, poco profundos y pedregosos, predominando las unidades de los leptosoles, fluvisoles y phaeozem (GEM *et al*, 2002). Entre las especies de vegetación se encuentran *Eucalyptus* sp.; *Quercus* sp.; *Casuarina equisetifolia*; *Cupressus lusitanica*, *Pinus cembroides, P. montezumae*, *P. patula* y *P. radiata* (Vela-Correa y Flores-Román, 2004).

Trabajo en campo y laboratorio

Se trabajó en tres parajes del Parque Estatal Sierra de Guadalupe en el Estado de México, conocidos localmente como: 1) La Resbaladilla, 2) Piedra Ancha y 3) Los Encinares. En cada uno de ellos se seleccionaron sitios con cobertura de *Eucalyptus* sp., por ser una especie introducida y de sitios con *Quercus* sp., considerandos como vegetación nativa. Se tomaron muestras compuestas de 0 a 30 cm, y se colocaron en bolsas de polietileno para el transporte al laboratorio. Entre las determinaciones que se realizaron a cada muestra de suelo fueron: contenido de humedad por secado a estufa a peso constante (SEMARNAT, 2002); el pH se determinó con un potenciómetro Thermo Scientific Orion Star™; la materia orgánica (MO) y el carbono orgánico total (Corg) se determinaron por el método de Walkley y Black (1947) descrito en SEMARNAT (2002). También se hicieron aislamientos de hongos, con la técnica de placas de Warcup modificada, en cajas de Petri con agar Rosa de Bengala adicionada con 500 mg/L de cloramfenicol. Estas, se incubaron de 7 a 11 días a 28 ± 2 º C y se observaron cada 24 h a partir del segundo día tras la siembra. Las unidades formadoras de colonias (UFC) se registraron, y se calculó la cantidad de las mismas por g de suelo de acuerdo con Mier *et al*. (2013). Las colonias se identificaron a nivel de género de acuerdo con Barron (1968) y Barnett y Hunter (1998), se obtuvo la frecuencia de aparición, utilizando la escala de Yadav y Madelin (Esquivel *et al*., 2003) (Cuadro 1).

Cuadro 1. Categoríade abundancia de los géneros fúngicos con base en la frecuencia de aparición

Categoría	Frecuencia de aparición %
Muy común	81-100
Común	80-61
Frecuente	41-60
Ocasional	21-40
Raro	0.1-20
No encontrado	

Fuente: Esquivel *et al*. (2003).

Resultados y Discusión

Propiedades físicas y químicas de los suelos

Se determinó el pH, el contenido de humedad, de MO y de COrg total, por ser variables directamente relacionadas con la comunidad microbiana, específicamente con los hongos de suelo, tanto saprobios como asociados a la rizosfera de las plantas (Murugan *et al.,* 2014). Los valores cuantificados para cada sitio y cada tipo de cobertura arbórea se muestran en el Cuadro 2.

Cuadro 2. Propiedades físicas y químicas de los suelos.

Paraje	Humedad (%)	pH	MO (%)	Corg (%)
Paraje 1, La Resbaladilla				
Eucalyptus sp.	13.3	5.5	11.4	6.08
Quercus sp.	37.3	6.1	7.1	5.93
Paraje 2. Piedra Ancha				
Eucalyptus sp.	27.1	5.7	11.9	5.11
Quercus sp.	42.3	6.0	10.1	16.18
Paraje 3. Los Encinares				
Eucalyptus sp.	17.4	6.6	11.9	4.74
Quercus sp.	23.0	6.1	21.2	5.24

MO: Materia orgánica; Corg: Carbono orgánico.

El contenido de humedad fue mayor en los sitios con vegetación nativa de *Quercus* sp., que en los sitios reforestados con *Eucalyptus* sp., debido probablemente a que la demanda de humedad para el crecimiento de estos últimos es mayor (Chen *et al*, 2013). Los encinos (*Quercus* sp)., al ser una especie caducifolia aportan una gran cantidad de hojarasca al suelo que manitene un cubrepiso durante mayor tiempo, disminuyendo las pérdidas de humedad por evaporación. Por otra parte, el pH se mantuvo cercano a la neutralidad debido a que los suelos de *Quercus* sp., tienen un mayor contenido bases intercambiables de Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+} y K^{+}, mientras que fue ligeramente ácido en el caso de los sitios con *Eucalyptus* sp.; especialmente los parajes la Resbaladilla y Piedra Ancha tuvieron un mayor contenido de MO, y su descomposición libera ácidos orgánicos que acidifican potencialmente al suelo. El mayor contenido de materia orgánica se presentó en el paraje Los Encinares con un 21.2%, que es casi el doble de los demás sitios, esto se atribuye, a que este sitio es una pequeña cañada donde se acumula una gran cantidad de hojarasca.

Cantidad y composición de géneros de la comunidad fúngica

En cuanto a la presencia de hongos de suelo, en todos los parajes se aislaron hongos cultivables, (Cuadro 3), en los sitios con *Quercus* sp. de los parajes Piedra Ancha y Los Encinares, la cantidad de hongos fue menor (6.0×10^4y 4.0×10^4 UFC/g de suelo), en comparación con las áreas con *Eucalyptus* sp., a pesar de que las primeras tienen un contenido mayor de humedad, esto puede deberse a la época del año del muestreo, o a que los generos encontrados toleran cantidades menores de humedad y por lo tanto son mas abundantes.

Cuadro 3. Unidades formadoras de colonias fúngicas totales (UFC) aisladas por paraje.

Cobertura	Parajes		
	S 1 La Resbaladilla	S 2 Piedra Ancha	S 3 Los Encinares
Eucalyptus sp.	325 000	145 000	175 000
Quercus sp.	120 000	605 000	40 000

A este respecto, *Penicillium* spp. y *Aspergillus* spp. son considerados géneros que pueden crecer con una humedad de alrededor de 70% (Atlas y Bartha, 2002). El pH fue cercano a la neutralidad en todos los parajes, pero en el caso de La Resbaladilla y Piedra Ancha, fue ligeramente ácido en los sitios con *Eucalyptus* spp., lo que se refleja en la cantidad de UFC aisladas, mientras que en el caso del paraje los Encinares, no fue así, lo que podría ser explicado por la cantidad y tipo de vegetación presente en el sotobosque, donde sobresalen pastos amacollados del genero *Stipa* sp., y matorral espinoso, ya que la comunidad fúngica depende de la composición vegetal, así como de la calidad del material del mantillo (Cao *et al*., 2010). Otro factor que puede influir en las UFC es la edad de los árboles, ya que, en los sitios con encinares, los árboles presentaron mayor altura, lo que sugiere son de mayor edad, ya que, en los árboles de mayor altitud, disminuyó la cantidad de géneros fúngicos aislados (Cuadro 4). Esto también es consistente con el porcentaje de MO y la cantidad de UFC, ya que en los tres parajes en el caso de *Eucalyptus* spp., la materia organica es de 11.4 a 11.9% y no hay una variación significativa en cuanto a la cantidad de UFC, ya que en todos los sitios fue del orden de 10^5 UFC/g de suelo.

La tendencia de cantidad de Corg en el suelo fue inversa a la observada en MO, ya que en el caso del paraje los Encinares este tuvo un 4.74% y fue en aumento, con 5.11% en Piedra Ancha y 6.08% en La Resbaladilla. Cao *et al.* (2010), en sus estudios con plantaciones comerciales de *Eucalyptus* spp., señalan que la estructura y la diversidad de la comunidad microbiana del suelo son más estables conforme los la altura de los árboles y la edad del bosque aumenta, ya que la tasa de descomposición también se incrementa. A ese respecto, se observó que en el paraje Los Encinares aumentaron los aislamientos de micelio estéril, lo que sugiere la presencia de basidiomicetos o ascomicetos macroscópicos que no pueden

ser identificados con la metodología utilizada. También con la edad de la plantación, existen cambios dentro de la comunidad fúngica, ya que, al iniciar el proceso de crecimiento de los árboles en la reforestación, predominan los hongos saprobios, lo que coincide con los géneros aislados en La Resbaladilla y Piedra Ancha, posteriormente se da paso a hongos biotróficos asociados a las raíces, lo que podría ser el caso del micelio estéril aislado (Cuadro 4).

Para los sitios con *Quercus* sp., considerado la vegetación local, se aislaron menores cantidades de UFC, sin embargo, para bosques de *Quercus* sp. en Santa Rosa, Guanajuato, México, Gómez-Luna *et al.* (2010), reportan cantidades similares ($1x10^4$ UFC/gr de suelo para el sitio testigo y 4 $x10^4$ UFC/gr de suelo en sitios adyacentes a zonas de perturbación por fabricación de carbón de encino), cabe mencionar que el tipo de suelo (Phaeozem háplico) fue similar a uno de los reportados para la zona de estudio (Paniagua-Fuentes, 2016).

Cuadro 4. Comparación de la frecuencia de aparición de los géneros fúngicos aislados en tres parajes de *Eucalyptus* spp. y *Quercus* sp.

Género	*Eucalyptus* spp.			*Quercus* spp.		
		%	Sitio		%	Sitio
Amblyasporium	9	17.00	PA		0.00	
Aspergillus	4	7.55	LR, PA, LE	46	86.8	PA
Aureobasidium	6	11.30	LR, PA		0.00	
Basipetospora	1	1.89	PA		0.00	
Chrysosporium	6	11.30	PA		0.00	
Dinemasporium	2	3.77	PA, LE	3	5.66	PA
Eurotium	1	1.89	PA		0.00	
Geotrichum	1	1.89	LE		0.00	
Levadura	3	5.66	PA	3	5.66	PA
Micelio estéril	43	81.10	LR, PA, LE	53	100.00	LR, PA, LE
Monascus	1	1.89	PA		0.00	
Nigrospora	2	3.77	LR, LE		0.00	
Paecilomyces	3	5.66	LR		0.00	
Penicillium	40	75.50	LR, PA, LE	44	83.00	LR, PA, LE
Picnidio	1	1.89	LR	3	5.66	PA
Pseudotorula		0.00		1	1.89	LE
Rhizoctonia	2	3.77	LR		0.00	
Rhizopus	1	1.89	LR		0.00	
Sporotrichum	1	1.89	PA		0.00	
Trichoderma	3	5.66	LR		0.00	

LR: Resbaladilla; PA: Piedra Ancha; LE: Los Encinares.

En cuanto a los factores químicos y las UFC, el pH fue cercano a la neutralidad en todos los parajes, sin embargo, la cantidad de UFC aisladas disminuyó en Piedra Ancha y Los Encinares, esto podría deberse a que existen otras especies vegetales tales como *Eysenhardtia polystchaya*, *Acacia schaffneri, Mimosa bluncifera, Opuntia* sp. y *Cylindropuntia familiare,* favorecidas por la sombra de *Quercus* sp. Todo esto influye también en la composición de la comunidad fúngica, ya que éstos responden a la cantidad y tipo de vegetación, así como a la edad de la comunidad vegetal, aumentando o disminuyendo su número y actividad biológica (Ai *et al*., 2018). Las concentraciones de MO, se relacionaron de manera inversa con la cantidad de UFC observadas, ya que Los Encinares presentaron 21.2% y 4 x 10^4 UFC/gr

de suelo, Piedra Ancha 10.1% y 6.0 x10^4 UFC y La Resbaladilla 1.2 x 10^5 UFC para un 7.1% de MO, esto puede deberse a que *Quercus* sp. presenta gran cantidad de hongos micorrízicos biotróficos, y la presencia de hongos saprobios no es tan grande. En estas zonas también se encontraron gran cantidad de bacterias, todas resistentes al cloramfenicol agregado al medio de aislamiento (datos no mostrados), lo que podría sugerir una actividad antagónica con los hongos en las muestras. En cuanto al Corg total, no se observó una relación entre el número de UFC/gr de suelo y el porcentaje de carbono, sin embargo, en Piedra Ancha, que fue donde se aisló una mayor cantidad de micelio estéril, el porcentaje de Corg fue el mayor de todos los sitios con *Quercus* sp., lo que sugiere que el carbono podría estarse alamacenando en forma de biomasa fúngica en colonias y estructuras más grandes, no detectables con la metodología utilizada.

En cuanto a la abundancia y frecuencia de aparición (Cuadro 4), que los sitios con *Eucalyptus* spp., presentaron un mayor número de géneros, así como de levaduras, micelio estéril y estructuras como picnidios, asociadas a hongos fitopatógenos, mientras que los sitios con *Quercus* sp., tuvieron una menor diversidad de géneros, pero un mayor número de aislamientos de micelio estéril. Estas observaciones sugieren que los sitios con *Eucalyptus* sp., tienen géneros de estrategia *r* (rápido crecimiento, gran cantidad de conidios), que disminuyeron conforme aumentó la altura de los árboles. En los sitios con *Quercus* sp., se observaron gran cantidad de micelio estéril, lo que podría estar asociado con géneros de estrategia *k* (crecimiento lento, menor cantidad de conidios, miembros permanentes de la comunidad) (Atlas y Bartha, 2002), lo que sugiere que la comunidad es más estable dentro de los sitios con vegetación nativa y sujetos a un menor grado de perturbación.

Conclusiones

- La cantidad de UFC/ gr de suelo y de géneros fúngicos fue mayor en los sitios con *Eucalyptus* spp. con respecto a los sitios con *Quercus* sp. Sin embargo, los géneros fúngicos encontrados en los primeros posiblemente ocurrieron por cambios recientes en las propiedades del suelo.
- La gran cantidad de micelio estéril encontrada en los suelos con *Quercus* spp. sugiere una comunidad fúngica más estable en comparación con los sitios con *Eucalyptus* sp., lo cual es un indicador de que en los sitios con encinos el carbono orgánico del suelo es más estable.
- La cantidad de materia orgánica y carbono orgánico influenció mayormente a la cantidad de unidades formadoras de colonias fúngicas en los sitios reforestados con *Eucalyptus* sp., en comparación con los sitios con *Quercus* sp.
- La comunidad fúngica se estabiliza conforme aumenta la altura y edad de los árboles plantados, y aunque los *Eucalyptus* sp. ayudan a la captura de carbono, deben preferirse las especies nativas para optimizar este proceso en el Parque Estatal Sierra de Guadalupe.

Literatura citada

Ai, C., S. Zhang, X. Zhang, D. Guo, W. Zhou and S. Huang. 2018. Distinct responses of soil and bacterial and fungal communities to changes in fertilization regime and crop rotation. Geoderma 319:156-166.

Atlas, R. M. y R. Bartha. 2002. Ecología microbiana y microbiología ambiental. 4ª. Ed. Pearson (Adison Wesley). Madrid, España. 696 p.

Barnett, H. L. and B. B. Hunter. 1998. Illustrated genera of imperfect fungi (4th ed.). Burgess Publishing Co. Minneapolis. 241 p.

Barron, G. L. 1968. The genera of Hyphomycetes from soil. Williams and Wilkins. Baltimore. USA. 364 p.

Behera, N. and U. Sahani. 2003. Soil microbial biomass and activity in response to *Eucalyptus* plantation and natural regeneration on tropical soil. Forest Ecology and Management 174:1-11.

Burbano-Orjuela, H. 2018. El carbono orgánico del suelo y su papel frente al cambio climático. Revista de Ciencias Agrícolas 34:82-96.

Cao, Y., S. Fu, X. Zou, H. Cao, Y. Shao, and L. Zhou. 2010. Soil microbial community composition under *Eucalyptus* plantations of different afe in subtropical China. European Journal of Soil Biology 46:128-135.

Chen, F., H. Zheng, K. Zhang, Z. Ouyang, H. Li, B. Wu, and Q. Shi. 2013. Soil microbial community structure and function responses to successive planting of *Eucalyptus*. Journal of Environmental Sciences 25:2402-2411.

Esquivel, P., M. Mangiaterra, G. Giusiano, y M. A. Sosa. 2003. Microhongos anemófilos en ambientes abiertos de dos ciudades del nordeste argentino. Boletín Micológico 18:21-28.

GEM, SE y CGCE (Gobierno del Estado de México, Secretaría de Ecología y Coordinación General de Conservación Ecológica). 2002. Programa integrado de 4 microcuencas en el parque estatal Sierra de Guadalupe. Resumen Ejecutivo. Informe Final. Secretaría de Ecología. Toluca, México. 173 p.

Gómez-Luna, B. E., G. Vázquez-Marrufo, G. M. L. Ruiz-Aguilar y V. Olalde-Portugal. 2010. Cambios en las propiedades fisicoquímicas y microbiológicas del suelo generadas por la producción de carbón vegetal en el bosque templado de (*Quercus* spp.) en Santa Rosa, Gto. México. RaXimhai. 6:187-197.

Mier, T., F. Rivera-Becerril, M. Á. Ayala-Zermeño, C. Toriello, S. Aguilar Ogarrio y M. Ulloa. 2013. Métodos experimentales para el estudio de hongos microscópicos. Instituto de Biología-UAM y Universidad Autónoma Metropolitana. Ciudad Universitaria, México, D. F, México. 103 p.

Murugan, R., F. Beggi and S. Kumar. 2014. Belowground carbon allocation by trees, understory vegetation and soil type alter microbial community composition and nutrient cycling in tropical *Eucalyptus* plantations. Soil Biology and Biochemistry 76:257-267.

Ordóñez, J. A. B. y O. Masera. 2001. La captura de carbono ante el cambio climático. Madera y bosques 7:3-12.

Paniagua-Fuentes, C. P. 2016. Revisión bibliográfica del estado de conservación del área natural protegida "Parque estatal Sierra de Guadalupe". Tesis de Licenciatura. ENCB-IPN. Ciudad de México, México. 31 p.

SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales). 2002. Norma Oficial Mexicana NOM-021-RECNAT-2000. Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos. Estudios, muestreo y análisis. Diario Oficial de la Federación. 31 de diciembre de 2002. 73 p.

Vela-Correa, G. y D. Flores-Román. 2004. Morfogénesis de suelos con capas endurecidas de la Sierra de Guadalupe, México. Terra Latinoamericana 22:255-265.

Walkley, A. and I. A. Black. 1947. An examination of the degthareff method for determining soil organic and a proposed modification of chromic acid titration method. Soil Science 37:29-38.

6.8. Estimación del carbono orgánico en suelos con manejo forestal de Tlahuapan, Puebla

Castelán-Vega R.[1,2]; González-González F.[1,2]; Tamaríz-Flores V.[1,2] y Cruz-Montalvo A[1]

[1]Departamento de Investigación en Ciencias Agrícolas, Benemérita Universidad Autónoma de Puebla. 14 Sur #6301, Colonia San Manuel, CP 72474, Puebla, Puebla.
[2]Posgrado en Ciencias Ambientales, Benemérita Universidad Autónoma de Puebla. 14 Sur #6301, Colonia San Manuel, CP 72474, Puebla, Puebla.
Autor para correspondencia: rosalia.castelan@correo.buap.mx

Resumen

El cambio climático es atribuido a las actividades antropogénicas que generan altas emisiones de gases de efecto invernadero (GEI), como el dióxido de carbono, metano y fluorocarbonados, entre otros. El suelo es el reservorio más importante de carbono de los ecosistemas terrestres, almacenando más del 80% de todos los reservorios del mundo. La capacidad del suelo para almacenar carbono orgánico (COS) depende de sus propiedades, usos y manejo. La presente investigación tuvo como objetivo estimar la cantidad de COS bajo tres condiciones de manejo forestal en tres tipos de vegetación: bosque de oyamel, bosque de pino-encino y bosque de pino, en los Bienes Comunales de San Juan Cuauhtémoc, Tlahuapan, Puebla. Se establecieron 6 unidades de muestro circular y se tomaron muestras compuestas de suelo en los primeros 30 cm de profundidad en tres unidades de manejo forestal (Perturbado, Aprovechado y Conservado). Los resultados muestran diferencias significativas en la concentración de COS en función de la condición de manejo. La unidad forestal Aprovechado presentó la concentración promedio de COS más alta con 194 Mg C ha^{-1}, seguido de las unidades Conservado y Perturbado con 174 y 93 Mg C ha^{-1}, respectivamente. Las diferencias en COS se deben a diferencias en el manejo de los suelos por la papelera San Rafael y posiblmente por la vegetación que predomina en cada una de las unidades de manejo forestal.

Palabras clave: *manejo forestal; degradación del suelo.*

Abstract

Climate change is attributed to anthropogenic activities that generate high emissions of greenhouse gases (GHGs), such as carbon dioxide, methane and fluorocarbons, among others. Soil is the most important carbon reservoir of terrestrial ecosystems, storing more than 80% of all the world's reservoirs. The capacity of soil to store organic carbon depends on its properties, uses and management. The present investigation had the objective of estimating the amount of organic carbon in the soil per unit of area under different forest management conditions in the Communal Properties of San Juan Cuauhtémoc, Tlahuapan, Puebla. To this end, three forest management units were defined (disturbed, harvested, and conserved). In each management unit, six circular sampling units were established and samples were taken from the first 30 cm of depth (N=18). The determination of COS was estimated according to the methods regulated in NOM-021-SEMARNAT-2000. The results show significant differences in COS concentration, depending on the management condition and type of vegetation. The forest unit with harvesting presented the highest average COS concentration with 194 Mg C ha^{-1}, followed by the conserved and disturbed units with 174 and 93 Mg C ha^{-1}, respectively. The differences in concentration are given by the history of soil management, since in the past they were overexploited by the San Rafael paper mill, and by the vegetation that predominates in each of the forest management units.

Key words: *forest management; soil degradation.*

Introducción

El cambio climático se ha acelerado por la variación de las concentraciones de los gases de efecto invernadero (GEI´s) que alteran el equilibrio energético del sistema climático, como el dióxido de carbono, metano y fluorocarbonados, entre otros (Eswaran *et al.*, 1993). El suelo es el reservorio más importante de carbono de los ecosistemas terrestres, almacenando más del 80% de todos los reservorios del mundo (Llorente-Sánchez, 2004). La capacidad del suelo para almacenar Carbono Orgánico depende de sus propiedades, usos y manejo.

El manejo de los bosques juega un papel importante en los procesos de estabilización del carbono orgánico del suelo (COS), es trascendental analizar el papel que juegan los propietarios del bosque y su percepción ante su territorio (John *et al*., 2005). Actualmente, se sabe que las actividades como: la gestión forestal, los métodos de selección de especies y la duración de la rotación de corta influyen en la concentración del COS (Alvarez y Rubio, 2016), por lo que de esta manera, las buenas prácticas de manejo forestal favorecerán la restauración y preservación de las reservas de carbono orgánico en el suelo, sus funciones ecosistémicas, así como también, la mejora de las prácticas de manejo para la mitigación ante el cambio climático global.

La presente investigación tuvo como objetivo estimar la cantidad de carbono orgánico del suelo por unidad de área bajo diferentes condiciones de manejo forestal en los Bienes Comunales de San Juan Cuauhtémoc, Tlahuapan, Puebla.

Materiales y Métodos

Área de estudio

Los bienes comunales San Juan Cuauhtémoc pertenecen al municipio de Tlahuapan, Puebla. Localizado entre los paralelos 19°18’12” y 19°29’24” N y meridianos 98°37’48” y 98°39’25” O, y altitud de 2780 m.s.n.m. (INEGI, 2010) (Figura 1). Los bienes comunales comprenden una superficie total de 1038.61 ha (Márquez-Rosano *et al*., 2009) y una porción de su territorio corresponde a la zona de influencia y amortiguamiento del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatépetl. Los climas presentes son el templado subhúmedo con lluvias en verano y semifrío subhúmedo con lluvias en verano. Presenta tres tipos de cobertura vegetal: Bosque de Pino, Bosque de Pino-Encino y Bosque de Oyamel. Las clases taxonómicas de suelo predominantes son Andosol y Cambisol (0.17%) (INEGI, 2010).

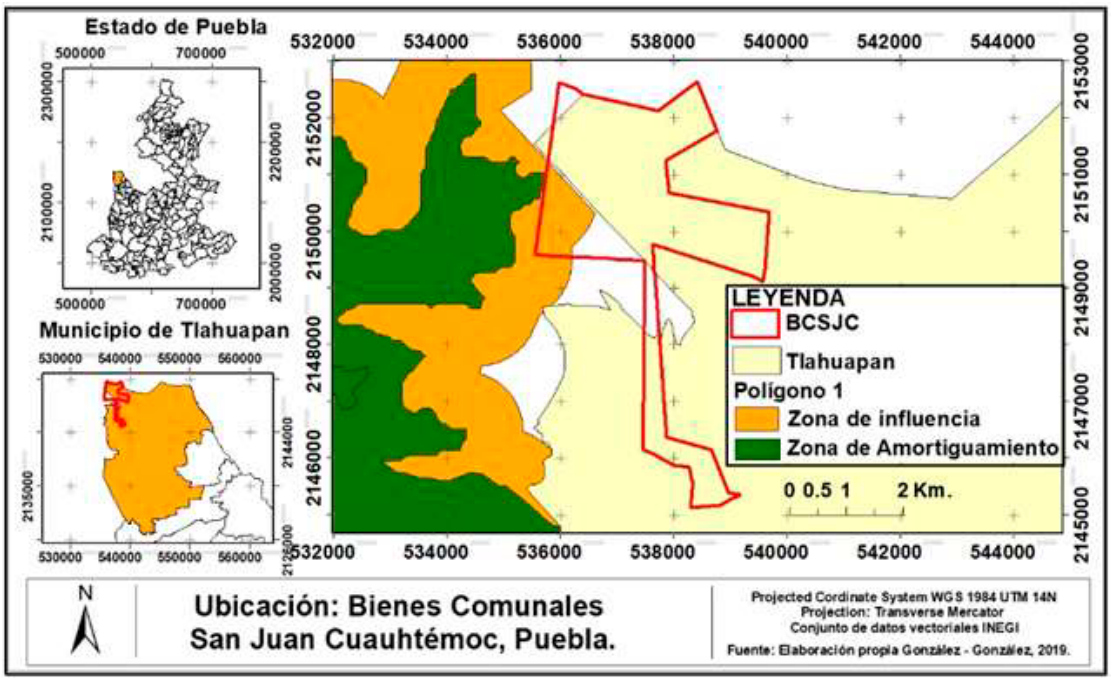

Figura 1. Ubicación de los Bienes Comunales de San Juan Cuauhtémoc.

Metodología

Se definieron tres unidades de manejo forestal (Perturbado, Aprovechado y Conservado) en tres tipos de vegetación: pino, pino-encino y oyamel, respectivamente. El tipo de suelo es andosol en las tres unidades establecidas es andosol. En cada unidad de manejo se establecieron 6 unidades de muestro circular y se tomaron muestras compuestas de los primeros 30 cm de profundidad (N=18). La determinación del carbono orgánico se estimó por el método de Walkley y Black (AS – 07) normado en la NOM -021-RECNAT-2000 (SEMARNAT, 2002). Para calcular el carbono orgánico del suelo por unidad de área (Mg C ha^{-1}) se utilizó la ecuación 1 (Penman *et al*., 2003):

$$COS = C * DAP * P * 1 - FG * 10 \quad (1)$$

donde, COS representa el carbono orgánico del suelo expresado por unidad de área (ton/ha) en función del contenido de carbono orgánico C (%), la densidad aparente DAP $(Mg\ m^{-3})$, la profundidad del suelo $P\ (m)$, y el porcentaje de fragmentos gruesos FG $(>\ 2\ mm)$.

Se consideraron cuatro intervalos de niveles de almacenamiento de carbono orgánico (Vela-Correa *et al.*, 2012): Muy Alto (>150 Mg ha^{-1}), Alto (100-150 Mg ha^{-1}), Medio (50-100 Mg ha^{-1}) y Bajo (<50 Mg ha^{-1}).

Debido a que la estimación del COS requiere de una medición exacta de la densidad aparente, al centro de la parcela circular se tomó una muestra de suelo sin alterar por el método del cilindro de volumen conocido.

Con el fin de comparar la cantidad de carbono orgánico del suelo bajo las diferentes condiciones de manejo, se realizó un ANOVA de una vía seguido por una prueba de rangos de Tukey con el software SPSS 15.0.

Resultados y Discusión

En el Cuadro 1 se muestran los resultados de las variables requeridas para calcular el valor del COS.

Se puede observar que el suelo del bosque con aprovechamiento forestal presenta la menor densidad aparente (0.66 Mg m^{-3}), sin presentar diferencia significativa con el suelo del bosque conservado (0.67

Mg m^{-3}). El suelo bajo bosque perturbado y sin manejo, presenta la más alta densidad aparente, sin embargo, no puede considerarse que se presente compactación, esto se debe a la naturaleza volcánica de los suelos.

De manera similar el análisis de fragmentos gruesos no presenta diferencia significativa entre el suelo de la unidad Conservado y el que se encuentra en condición Aprovechado. Sin embargo, si hay diferencia entre estos dos con el suelo de la condición Perturbado (31.32%).

Cuadro 1. Densidad aparente (DAP) y fragmentos gruesos (FG) del suelo entre 0 a 30 cm en tres unidades de manejo forestal en los Bienes Comunales San Juan Cuauhtémoc, según su condición.

Manejo forestal	DAP (Mg m^{-3})	FG (%)
Aprovechado	0.66 ± 0.12 **a**	26.02 ± 19.04 **a**
Conservado	0.67 ± 0.14 **a**	24.72 ± 12.36 **a**
Perturbado	0.95 ± 0.18 **b**	31.32 ± 17.40 **b**

Letras diferentes representan diferencias estadísticamente significativas con la prueba de Tukey, con intervalo de confianza del 95%. DAP: densidad aparente, FG: fragmentos gruesos.

Se encontraron diferencias significativas en los contenidos de COS, entre las tres condiciones de manejo forestal analizadas (Figura 2).

Los suelos en la condición de aprovechamiento forestal con bosque de pino-encino alcanzaron los mayores contenidos de COS (194 Mg C ha^{-1}), considerados como muy altos según la categorización de Vela-Correa *et al.* (2012), lo cual coincide con lo planteado por John *et al*. (2005), quienes reportan que el manejo forestal aumenta la productividad de los bosques y, por lo tanto, la descomposición de la materia orgánica en el suelo.

El suelo con la condición conservada registra concentraciones del COS (174 Mg C ha^{-1}) consideradas también muy altas (Vela-Correa *et al*., 2012). En esta zona predomina la presencia de oyamel, y a pesar que el oyamel ha registrado altos contenidos de COS, la degradación a la que se sometió durante cerca de 50 años por la papelera San Rafael no ha permitido que se alcancen los máximos en la acumulación de este elemento (Bojórquez-Serrano *et al*., 2015).

El suelo con la condición de perturbado muestra las concentraciones más bajas de COS (93 Mg C ha^{-1}); no obstante, también son categorizadas como altas, debido al suelo volcánico y tipo de vegetación de pino. A pesar de la lenta descomposición de la materia orgánica por el contenido de lignina, celulosa y hemicelulosa de sus acículas, las condiciones de humedad y temperatura de la región han favorecido su descomposición (Bojórquez-Serrano *et al*., 2015).

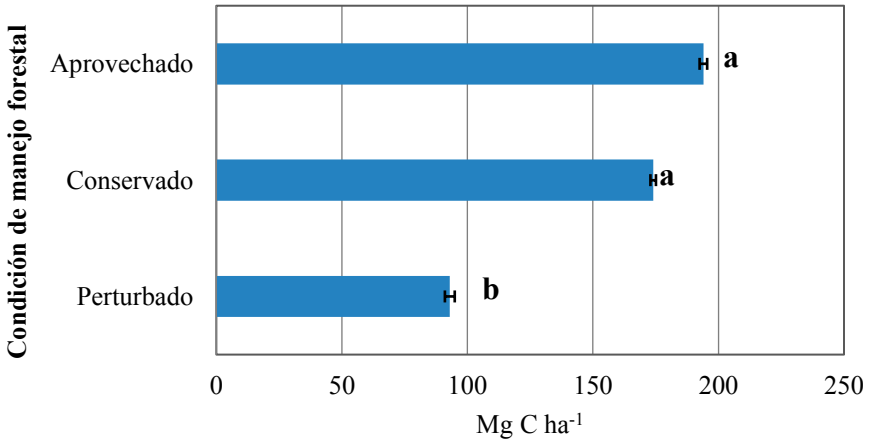

Figura 2. Carbono orgánico del Suelo en las condiciones forestales analizadas.
Letras diferentes, entre usos del suelo representan diferencias significa para un 95% de probabilidades.

Conclusiones

Los resultados obtenidos en este estudio, demuestran que la condición de manejo forestal con Aprovechamiento fue el reservorio que presentó la concentración promedio de COS más, seguido de las unidades conservadas y perturbadas. Las diferencias en COS posiblmente están dadas por la historia del manejo de los suelos, ya que durante 50 años sufrieron sobreexplotación por parte de la papelera San Rafael. El tipo de vegetación original podría ser importante enlos reservorios de COS ya que la composición de la hoja determina la velocidad de descomposición de la materia orgánica. La zona conservada se encuentra en su mayoría bajo bosque de oyamel, la de aprovechamiento en bosque de pino-encino y la perturbada en bosque de pino.

Literatura citada

Alvarez, S. and A. Rubio. 2016. Wood Use and Forest Management for Carbon Sequestration in Comunity Forestry in Sierra Juárez, México. Small-sacale Forestry 15:357-374 doi:10.1007/s11842-016-9325-2.

Bojórquez-Serrano, J. I., L. A. Castillo-Pacheco, A. Hernández-Jiménez, J. D. García-Paredes y A. Madueño-Molina. 2015. Cambios en las reservas de carbono orgánico de suelo bajo diferentes coberturas. Cultivos Tropicales 36:63-69.

Eswaran, H., E. Van Den Berg and P. Reich. 1993. Organic carbon in soils of the world. Division S-5 notes. Soil Science Society of America Journal 57:192-194.

INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2010. Compendio de información Geográfica Municipal 2010 Tlahuapan, Puebla. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. México.

John, B., T. Yamashita, B. Ludwig and H. Flessa. 2005. Storage of organic carbon in aggregate and density fractions of silky soils under different types of land use. Geoderma 128:63-79 doi: 10.1016/j.geoderma.2004.12.013.

Llorente-Sánchez, M. 2004. Caracterización física y química de vertisoles del noreste de México sometidos a distintas formas de manejo. Tesis Maestría en Ciencias Forestales. Facultad de Ciencias Forestales, Universidad Autónoma de Nuevo León. Linares, Nuevo León, México. 98 p.

Márquez-Rosano, C., C. J. C. Cuevas y C. C. Ávalos. 2009. Ordenamiento territorial comunitario en la zona de Influencia del Parque Nacional Iztaccíhuatl–Popocatépetl. pp. 179-188. En: Monterroso-Rivas. A. I. (ed). Manejo de Recursos Naturales en México: Nuevos enfoques para su gestión integral. 1ra ed. Universidad Autónoma de Chapingo. Texcoco, México.

Penman, J., M. Gytarsky, T. Hiraishi, T. Krug, D. Kruger, R. Pipatti, L. Buendia, K. Miwa, T. Ngara, K. Tanabe and F. Wagner. 2003. Good Practice Guidance for Land Use, Land-Use Change and Forestry. Institute for Global Environmental Strategies (IGES) for the IPCC. Kanagawa, Japan.

SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales). 2002. NORMA Oficial Mexicana NOM-021-RECNAT-2000. Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos. Estudios, muestreo y análisis. Diario Oficial de la Federación. México, D. F. 73 p.

Vela-Correa, G., J. López-Blanco y M. de L. Rodríguez-Gamiño. 2012. Niveles de carbono orgánico total en el Suelo de Conservación del Distrito Federal, centro de México. Investigaciones Geográficas, Boletín 77:18-30.

6.9. Almacén de carbono orgánico en suelos semiáridos de una cuenca hidrográfica de Tepanco de López, Puebla, México

Castelán-Vega R.[1,2]; Ramírez-García A.[1,2]; Tamaríz-Flores V.[1,2] y Cruz-Montalvo A[1]

[1]Departamento de Investigación en Ciencias Agrícolas, Benemérita Universidad Autónoma de Puebla. 14 Sur #6301, Colonia San Manuel, CP 72474, Puebla, Puebla.
[2]Posgrado en Ciencias Ambientales, Benemérita Universidad Autónoma de Puebla. 14 Sur #6301, Colonia San Manuel, CP 72474, Puebla, Puebla.
Autor para correspondencia: rosalia.castelan@correo.buap.mx.

Resumen

Uno de los principales servicios ecosistémicos del suelo es el almacenamiento de carbono (C), que ayuda a mitigar los efectos del calentamiento global. No obstante, es un tema poco estudiado en zonas áridas y semiáridas del país. El objetivo fue estimar la concentración de carbono orgánico del suelo en una cuenca semiárida del municipio de Tepanco de López, Puebla, México. Se describieron 25 perfiles de suelo bajo diferente uso y se tomaron muestras de los primero 30 cm de profundidad. Se calculó la proporción de fragmentos gruesos y densidad aparente y se determinó la concentración de carbono orgánico del suelo (COS). Los resultados muestran que la densidad aparente promedio de los suelos de la cuenca es alta (1.13 Mg m^3), al igual que la proporción de fragmentos gruesos (40%). Se presentaron diferencias significativas ($\alpha \leq 0.05$) en las concentraciones de COS, siendo mayor en el pastizal inducido (63 Mg C ha^{-1}), seguido de las áreas con cultivo (57 Mg C ha^{-1}), matorral crasicaule (54 Mg C ha^{-1}) y matorral rosetófilo (24 Mg C ha^{-1}). Las diferencias en COS posiblemente se relacionan con los aportes de materia orgánica al suelo por la vegetación.

Palabras clave: *zonas semiáridas; matorral crasicaule; degradación de suelo.*

Abstract

One of the main ecosystem services of soil is carbon (C) storage, which helps mitigate the effects of global warming. However, it is a little studied issue in arid and semi-arid areas of the country. The objective was to estimate the concentration of organic carbon in the soil in a semi-arid basin in the municipality of Tepanco de Lopez, Puebla, Mexico. Twenty-five soil profiles were described under different uses and samples were taken from the first 30 cm deep. The proportion of coarse fragments and bulk density was calculated. Soil organic carbon (COS) concentration in Mg C ha^{-1} was determined according to the method regulated in the Mexican Official Standard 021- SEMARNAT-2000. The results show that the average apparent density of the soils in the basin is high (1.13 Mg m^3), as well as the proportion of thick fragments (40%). There was a significant difference ($\alpha \leq 0.05$) in COS concentrations. The highest concentration was in induced grassland with 63 Mg C ha^{-1}, followed by cultivated areas (57 Mg C ha^{-1}), crassicaule scrub (54 Mg C ha^{-1}) and rosette grass scrub with 24 Mg C ha^{-1}. The differences are directly related to the contributions of organic matter to the soil by the vegetation.

Key words: *watersheds; vegetation type; degradation.*

Introducción

El cambio climático se ha acelerado por la variación de las concentraciones de los gases de efecto invernadero (GEI´s) que alteran el equilibrio energético del sistema climático, como el dióxido de carbono, metano y fluorocarbonados, entre otros (Eswaran *et al.*, 1993). El suelo es el reservorio más

importante de carbono de los ecosistemas terrestres, almacenando más del 80% de todos los reservorios del mundo (Llorente-Sánchez, 2004). La capacidad del suelo para almacenar Carbono Orgánico depende de sus propiedades, usos y manejo.

Las zonas áridas, semiáridas y subhúmedo secas, conocidas comúnmente como tierras secas, son entornos que se caracterizan principalmente por sus recursos hídricos limitados, debido a la escasa precipitación anual, períodos de sequía, elevado nivel de evapotranspiración, suelos con poca materia orgánica y humedad, pero no por eso menos importantes como reservorios de carbono orgánico del suelo (Middleton y Sternberg, 2013; SEMARNAT, 2013). Dado que las cantidades de carbono orgánico que puede almacenar son susceptibles de ser incrementadas, según el manejo del suelo (John *et al*., 2005).

La presente investigación tuvo como objetivo estimar la concentración de carbono orgánico del suelo en una cuenca semiárida del municipio de Tepanco de López, Puebla, México.

Materiales y Métodos

Área de estudio

La zona de estudio se encuentra ubicada dentro del municipio de Tepanco de López, el cual se localiza al sureste del Estado de Puebla, en entre los paralelos 18° 26’ y 18° 40’ de latitud norte; y los meridianos 97° 27’ y 97° 39’ de longitud oeste, a una altitud entre 1700 - 2600 m s. n. m.; cuenta con una superficie aproximada de 207.95 km^2; los climas predominantes son: el templado subhúmedo con lluvias en el verano; el semiseco templado y el semiseco semicálido. Los tipos de suelo predominantes son leptosoles y algunos vertisoles (INEGI, 2010) (Figura 1).

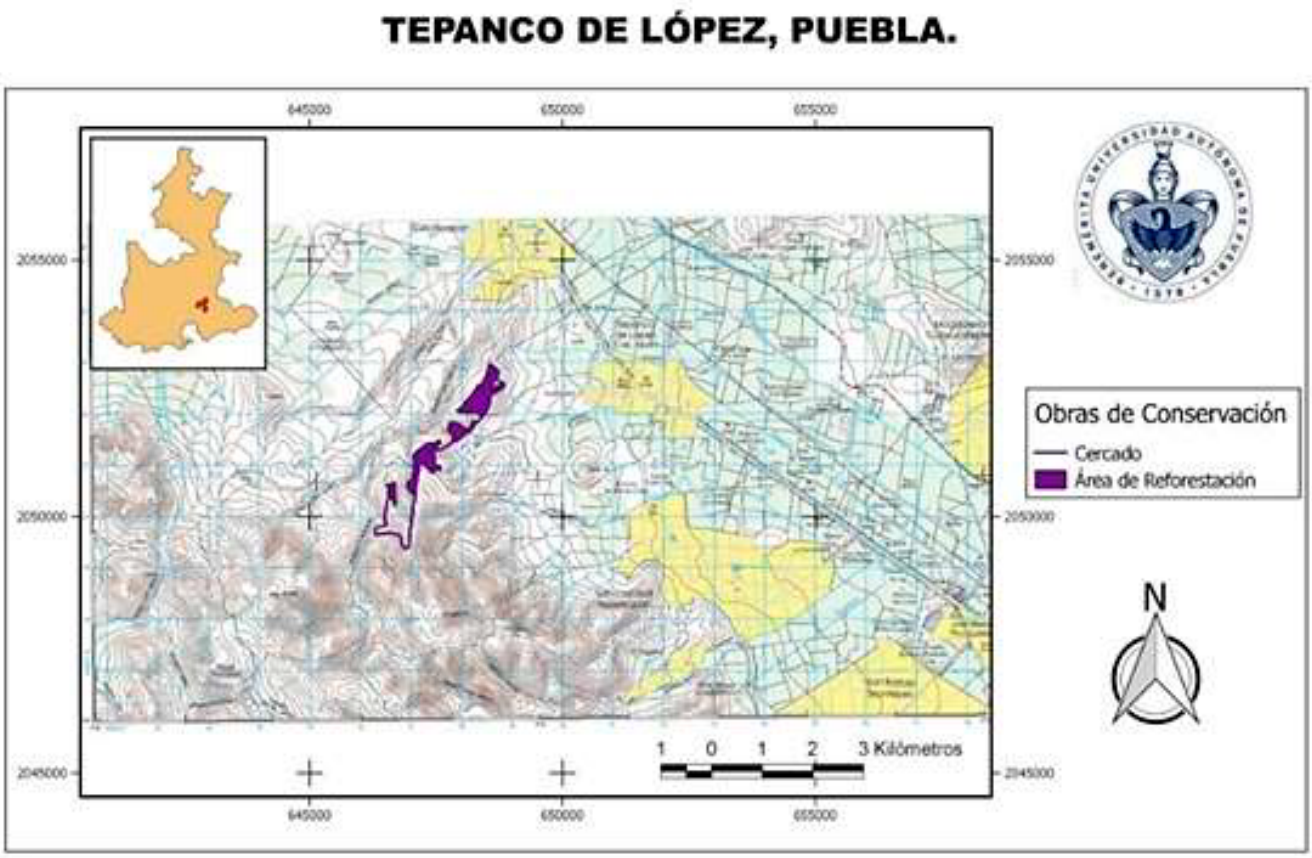

Figura 1. Ubicación de la cuenca evaluada en el municipio de Tepanco de López.

Metodología

Se definieron tres unidades de análisis con base al tipo de vegetación (Pastizal inducido, Matorral rosetófilo y Matorral crasicaule). En cada unidad de manejo se establecieron 6 unidades de muestro circular y se tomaron muestras compuestas de los primeros 30 cm de profundidad (N=18). La determinación del carbono orgánico se estimó por el método de Walkley y Black (AS – 07) normado en la NOM -021-RECNAT-2000 (SEMARNAT, 2002). Para calcular el carbono orgánico del suelo por unidad de área (Mg C ha^{-1}) se utilizó la siguiente fórmula (Penman *et al*., 2003):

$$COS = C * DAP * P * 1 - FG * 10 \quad \text{.....(1)}$$

donde, COS representa el carbono orgánico del suelo expresado por unidad de área (ton/ha) en función del contenido de carbono orgánico C (%), la densidad aparente *DAP* ($Mg\ m^{-3}$), la profundidad del suelo *P (m)*, y el porcentaje de fragmentos gruesos *FG* ($> 2\ mm$).

Se consideraron cuatro intervalos de niveles de almacenamiento de carbono orgánico (Vela-Correa *et al.*, 2012): Muy Alto (>150 Mg ha^{-1}), Alto (100-150 Mg ha^{-1}), Medio (50-100 Mg ha^{-1}) y Bajo (<50 Mg ha^{-1}).

Debido a que la estimación del COS requiere de una medición exacta de la densidad aparente, al centro de la parcela circular se tomó una muestra de suelo sin alterar por el método del cilindro de volumen conocido.

Con el fin de comparar la cantidad de carbono orgánico del suelo bajo las diferentes condiciones de manejo, se realizó un ANOVA de una vía seguido por una prueba de rangos de Tukey con el software SPSS 15.0.

Resultados y Discusión

En el Cuadro 1 se muestran los resultados de las variables requeridas para calcular el valor del COS

Se puede observar que los suelos de matorral rosetófilo y crasicaule presentan la menor densidad aparente (1.18 y 1.15 Mg m^{-3}, respectivamente), sin presentar diferencia estadística significativa entre ellos. Conforme a la NOM-021-SEMARNAT-2000 (SEMARNAT, 2002) el valor registrado se considera alto y evidencia problemas de compactación.

El análisis de fragmentos gruesos no presenta diferencia significativa entre el suelo de pastizal inducido (42.6%) y el matorral crasicaule (41.1%).

Cuadro 1. Densidad aparente (DAP) y fragmentos gruesos (FG) del suelo entre 0 a 30 cm en una subcuenca semiárida de Tepanco de López, Puebla.

Manejo forestal	DAP (Mg m^{-3})	FG (%)
Pastizal inducido	1.23 ± 0.12 **a**	42.6 ± 19.04 **a**
Matorral rosetófilo	1.18 ± 0.14 **b**	38.9 ± 12.36 **b**
Matorral crasicaule	1.15 ± 0.18 **b**	41.1 ± 17.40 **a**

Letras diferentes representan diferencias estadísticamente significativas con la prueba de Tukey, con intervalo de confianza del 95%. DAP: densidad aparente, FG: fragmentos gruesos.

Se encontraron diferencias significativas en los contenidos de COS (Figura 2). Los suelos con pastizal inducido alcanzaron los mayores contenidos de COS (63 Mg C ha^{-1}), considerados como de contenido medio según la categorización de Vela-Correa *et al.* (2012), debido a las altas aportaciones de materia orgánica de raíces y hojarasca, así como a su rápida descomposición. Le siguen las concentraciones de matorral crasicaule con 54 Mg C ha^{-1} y matorral rosetófilo con 24 Mg C ha^{-1}.

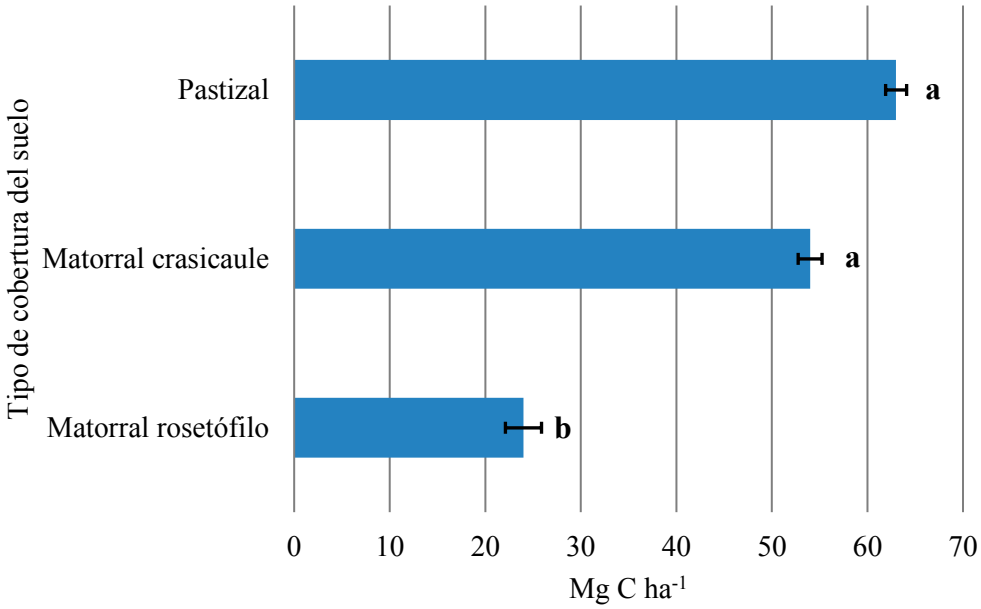

Figura 2. Promedio del carbono orgánico del suelo en tres tipos de cobertura del suelo.
Letras diferentes entre usos del suelo representan diferencias significa para un 95% de probabilidades.

Conclusiones

Los resultados obtenidos en este estudio demuestran que la cubierta de suelo con pastizal inducido fue el reservorio que presentó la concentración promedio de COS más alta, seguido del matorral crasicaule y rosetófilo, respectivamente. Las diferencias en COS posiblemente están dadas por los aportes de materia orgánica de la vegetación predominante en cada tipo de cobertura.

Literatura citada

Eswaran, H., E. Van Den Berg and P. Reich. 1993. Organic carbon in soils of the world. Division S-5 notes. Soil Science Society of America Journal 57:192-194.

INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2010. Compendio de información Geográfica Municipal 2010 Tlahuapan, Puebla. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. México.

John, B., T. Yamashita, B. Ludwig and H. Flessa. 2005. Storage of organic carbon in aggregate and density fractions of silky soils under different types of land use. Geoderma 128:63-79 doi: 10.1016/j.geoderma.2004.12.013.

Llorente-Sánchez, M. 2004. Caracterización física y química de vertisoles del noreste de México sometidos a distintas formas de manejo. Tesis Maestría en Ciencias Forestales. Facultad de Ciencias Forestales, Universidad Autónoma de Nuevo León. Linares, Nuevo León, México. 98 p.

Middleton, N. J. and T. Sternberg. 2013. Climate hazards in drylands: A review. Earth-Science Reviews 126:48-57 doi:10.1016/j.earscirev.2013.07.008.

Penman, J., M. Gytarsky, T. Hiraishi, T. Krug, D. Kruger, R. Pipatti, L. Buendia, K. Miwa, T. Ngara, K. Tanabe and F. Wagner. 2003. Good Practice Guidance for Land Use, Land-Use Change and Forestry. Institute for Global Environmental Strategies (IGES) for the IPCC. Kanagawa, Japan.

SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales). 2002. NORMA Oficial Mexicana NOM-021-RECNAT-2000. Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos. Estudios, muestreo y análisis. Diario Oficial de la Federación. México, D. F. 73 p.

SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales). 2013. Informe de la situación del medio ambiente en México. Compendio de estadísticas ambientales. Indicadores clave y desempeño ambiental. SEMARNAT. Tlalpan, D. F., México. 361 p.

Vela-Correa, G., J. López-Blanco y M. de L. Rodríguez-Gamiño. 2012. Niveles de carbono orgánico total en el Suelo de Conservación del Distrito Federal, centro de México. Investigaciones Geográficas, Boletín 77:18-30.

6.10. Estimación de carbono en ecosistemas forestales de pino (*Pinus oocarpa*) en ejidos de Cintalapa, Chiapas

Tondopó-Marroquín César N.[1]; Aryal Deb R.[2]; Casiano-Domínguez Marcos[3]; León-Hernández Noé S[4]. y Venegas-Venegas José A.[2]

[1]Facultad de Ciencias Agronómicas, Universidad Autónoma de Chiapas, Carr. Ocozocoautla Villaflores, CP 30470, Villaflores, Chiapas.
[2]CONACYT-UNACH, Facultad de Ciencias Agronómicas, Carr. Ocozocoautla Villaflores, CP 30470, Villaflores, Chiapas.
[3]Programa Mexicano del Carbono, Col. Lomas de Cristo, CP 56225, Texcoco, Estado de México.
[4]Departamento de agricultura sociedad y ambiente, El Colegio de la Frontera Sur. CP 29200, Unidad San Cristobal.
Autor para correspondencia: cesar.tondopo@cecropia.org

Resumen

La captura de carbono es un proceso natural por el cual las plantas a través de la fotosíntesis fijan el CO_2 que se encuentra en la atmosfera almacenándose como biomasa y por consecuente regulan las concentraciones atmosféricas de dicho gas. Este proceso natural tiene mucha importancia en el contexto actual de cambio climático ya que ayuda a mitigar las emisiones de gases de efecto invernadero. Sin embargo, además de varios factores como condiciones geográficas, tipo de vegetación, clima, y perturbación antropogénica, el manejo de vegetación puede tener un papel importante en el almacenamiento de carbono en algunos ecosistemas forestales. El presente estudio evaluó el stock de carbono en áreas forestales con y sin manejo en tres ejidos de Cintalapa, Chiapas. En promedio, se encontraron entre 51 y 58 Mg C ha^{-1} en biomasa aérea. Difiriendo de nuestra hipótesis, no se encontraron diferencias significativas en la cantidad de biomasa entre los sitios con manejo y sin manejo. El carbono almacenado fue menor a lo reportado en 2008 para esta zona. No se encontró relación entre el carbono aéreo, el carbono orgánico del suelo y pH entre los sitios muestreados. El estudio de los sitios con manejo y sitios sin manejo no explican claramente la pérdida de biomasa forestal en ese sentido es importante considerar el estudio de todos los reservorios de carbono del bosque, incluyendo los nutrientes que más influyen en el desarrollo de los árboles, por lo cual se continúa trabajando en esa ruta.

Palabras clave: *manejo forestal; captura de carbono; almacén de carbono; ecosistemas forestales.*

Abstract

Carbon capture is a natural process by which plants fix atmospheric CO_2 through photosynthesis by storing it as biomass and consequently regulate the atmospheric concentrations of that gas. This natural process is very important in the current context of climate change since it helps to mitigate greenhouse gas emissions. However, in addition to various factors such as geographic conditions, vegetation type, climate, and anthropogenic disturbance, vegetation management could play an important role in carbon storage in some forest ecosystems. The present study evaluated the carbon stocks in forest areas with management and without forest management in three ejidos in Cintalapa, Chiapas. On average, we found between 51 and 58 Mg C ha^{-1} in aboveground biomass. Differing from our hypothesis, no significant differences were found in the amount of biomass between managed and unmanaged sites. The carbon stored was less than what was reported in 2008 for this area. No relationships were found between aboveground carbon, soil organic carbon, and pH in the sampled sites. The study of managed and unmanaged sites does not clearly explain the loss of forest biomass, in this sense, it is important to consider the study of all forest carbon pools, including the nutrients that most influence the development of trees, for which we continue to work on that route.

Key words: *forest management; carbon capture; carbon stock; forest ecosystems.*

Introducción

La evaluación de los procesos y patrones del almacenamiento de carbono en la biosfera terrestre podría ayudar a comprender el intercambio de CO_2 entre la biosfera y la atmósfera (Le-Quéré *et al*., 2018). Para finales del mes de Junio de 2020 las concentraciones de CO_2 atmosférico registraron 416.39 ppm (NOAA, 2020), dicha cantidad va en aumento día con día por diferentes procesos naturales y por actividades antropogénicas. Zhu *et al*. (2018) encontraron que cuando las concentraciones de CO_2 llegan a 550 ppm atmosférico disminuye el contenido de nutrientes en granos, principalmente elementos como hierro y zinc.

El proceso natural de los árboles almacenando en forma de biomasa el carbono atmosférico es por excelencia una de las rutas que hay que fortalecer a través del manejo sustentable de los bosques para hacer frente a las altas concentraciones de CO_2 que se están emitiendo a la atmósfera y hacer frente al cambio climático. En ese sentido la estimación de carbono almacenado en diferentes reservorios es crucial para determinar cuál es la ruta que se debe seguir para hacer uso del bosque sin degradar los recursos que lo componen.

Chiapas es un estado de la República Mexicana con diferentes microclimas, esto permite tener diferentes tipos de vegetación, dicha vegetación se ve afectada por el mal manejo de los bosques, por la tala ilegal y procesos naturales como incendios o plagas. El estado de Chiapas perdió 1200 km^2 de bosque equivalente a 3.74% y 7693 km^2 degradados de la superficie inicial estimada ambos en un periodo de 1990- 2009 (Paz-Pellat *et al*., 2010b), la pérdida de la cobertura vegetal y la degradación comprometen al carbono que se encuentra almacenado en los suelos forestales (Covaleda *et al*., 2016). En ese sentido el objetivo del trabajo es hacer una estimación del carbono aéreo, carbono edáfico bajo sitios con manejo forestal y sin manejo.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El estudio se llevó a cabo en los ejidos: Corazón del Valle (CV), Niños Héroes (NH) y Rosendo Salazar (RS), estos ejidos pertenecen al municipio de Cintalapa, Chiapas, se ubican entre las coordenadas 16°24´50.80´´N 93°59´18.07´´O y 16°43´10.99´´N 93°59´35.12´´O, la vegetación que predomina es de pino y pino-encino, la elevación de los sitios muestreados comprende 700 a 900 m s. n. m. Los dos primeros ejidos tienen manejo forestal, tienen aprovechamiento de madera y resina, el ejido Rosendo Salazar no cuenta con manejo forestal. En los tres ejidos se cuenta con la presencia de ganadería en predios de bosque. La precipitación anual para esta zona es de 1100 a 1300 mm anuales con clima Aw 2(w).

Metodología

Se realizó un muestreo estratificado estableciendo un total de 14 parcelas anidadas de 1000 m^2, se seleccionaron las parcelas que representaban las diferentes condiciones de pino en los tres ejidos a través de mapas y reuniones con los ejidatarios, se tomó la elevación y ubicación geográfica de cada sitio muestreado. Se seleccionaron sitios con manejo: corresponden a sitios que están bajo un plan de manejo forestal y sitios sin manejo: son aquellos que no están bajo un plan de manejo forestal y es aprovechado sin ningún tipo de restricciones.

Para la biomasa aérea se registró el diámetro a la altura del pecho (DAP) y altura total árbol, se tomaron diámetros arriba de 5 cm de DAP, posteriormente para *Pinus oocarpa* se usó la fórmula propuesta por Ayala (1998) donde BA=(0.058)*((DAP^2)*Alt)^0.919. Para la biomasa en raíces se usó la ecuación propuesta por Cairs *et al*. (1997) donde, Br = exp (-1,0587 + 0,8836 ln BA). Para determinar

carbono organico del suelo se usaron cilindros de dos pulgadas de diametro y 10 cm de largo, en cada parcela se tomaron muestras en cuatro sitios a una profundidad de 0 a 30 cm.

Las muestras se llevaron a laboratorio, primeramente se pasaron por un mortero de porcelana y enseguida se tamizaron las muestras con una malla de 2 mm, posteriormente se tomaron 0.25 g de suelo tamizado para determinar el carbono orgánico del suelo utilizando método de colorimetría propuesta por Heanes (1987) que consiste en la recuperación total de C orgánico en muestras finamente molidas digeridas por el calor de dilución al mezclar $NK_2Cr_2O_7$ con H_2SO_4 concentrado, posteriormente se leyó en el espectrofotómetro a 660 nm. Posteriormente se determinó la el pH, para ello se utilizaron 10 g de suelo tamizado y se le agregó 20 ml de agua destilada para ser leída con el equipo Fisherbrand AE150.

Resultados y Discución

El carbono almacenado en biomas fue de 55.76 t C ha^1 menor a 74.25 t C ha reportados por González-Zárate (2008) para *Pinus oocarpa* en esta zona. A pesar de que los predios sin manejo representaron el 35.71% de los sitios muestreados y 57.14% con presencia de ganadería no se encontraron diferencias significativas en la producción de biomasa entre los sitios sin manejo y con manejo (Cuadro 1).

Cuadro 1: Análisis de varianza de manejo y biomasa aérea.

Manejo	CBA t C ha^1 Media	CBA t C ha^1 Std.Err.	CBA t C ha^1 -95.00%	CBA t C ha^1 +95.00%	N
SIN	51.34652	11.48284	19.46504	83.22799	5
CON	58.21486	5.74386	44.96950	71.46022	9

Std. Err.: Error estándar, N: Número de sitios.

Segura-Castruita *et al.* (2005) encontró que Chiapas tiene el 6.62% de carbono del total del país por, mismo que se va perdiendo por el mal manejo de los bosques. Aguirre-Calderón (2015) menciona que los retos para una gestión sustentable de los bosques están en conservar las interacciones ecológicas, por lo cual es importante que los responsables de los sitios con manejo forestal conozcan las interacciones ecológicas del bosque. La introducción de ganado en los predios forestales puede ocasionar daños en el repoblado del bosque como lo menciona Hernández-Vargas *et al*. (2000) que la presencia de ganado afecta la composición de la flora por lo tanto el repoblado de árboles se ve afectado. Se ha encontrado para el estado de Chiapas que El cambio y uso de suelo de bosques puede conducir a la pérdida de 132 t C ha^1 reportados por Covaleda (2010).

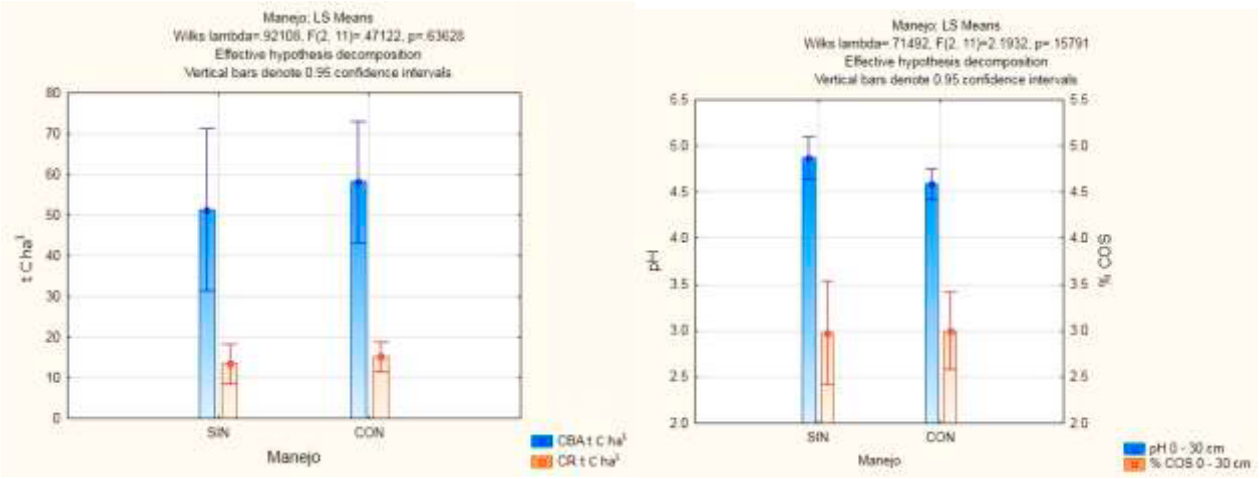

Figura 1. Análisis de varianza para las variables evaluadas.

El promedio del COS en los sitios muestreados fue de 2.99%, lo cual es ligeramente mayor a 2.88% reportado por Paz-Pellat *et al*. (2010a) en bosque de pino. Los suelos muestreados presentaron pH entre 4.5 y 5.2 y no se encontró ninguna correlación positiva entre el carbono almacenado en biomasa aérea y el porcentaje de carbono orgánico del suelo, y lo mismo fue para el pH y el carbono del suelo, no se encontró ninguna diferencia significativa.

Conclusiones

El estudio de los sitios con manejo y sitios sin manejo no explican claramente la pérdida de biomasa por lo consiguiente la pérdida de carbono, en ese sentido es importante realizar estudios con mayor profundidad considerando como es el tipo de manejo y si estos se llevan a cabo adecuadamente en la práctica. La ganadería puede ser un factor limitante para la regeneración de los bosques por no permitir el repoblado natural por lo se necesitan estudios más directos para ver el impacto que esta puede tener en el desarrollo de los bosques.

Es importante considerar el estudio de todos los reservorios de carbono del bosque, incluyendo los nutrientes que más influyen en el desarrollo de los bosques, por lo cual se continúa trabajando en esa ruta.

Agradecimientos

Al grupo consolidado de agroforestería pecuaria de UNACH, Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico y un agradecimiento a todos los productores que nos brindaron su tiempo para el acompañamiento en campo. A Cecropia soluciones locales a retos globales A.C. Dr. Aryal agradece al Proyecto BioPasos implementado por Centro Agronómico de Investigación y Enseñanza (CATIE), Costa Rica y Ministerio Federal de Medio Ambiente Protección de la Naturaleza Obras Publicas y Seguridad Nuclear de la República Federal de Alemania.

Literatura citada

Aguirre-Calderón, O. A. 2015. Manejo Forestal en el Siglo XXl. Madera y Bosques 21:17-28.

Covaleda, S. 2010. Modelos de estados y transiciones para los almacenes de carbono de las principales regiones de Chiapas. Reporte de Postdoctorado. COLPOS-ECOSUR. Chiapas, México. 62 p.

Covaleda, S., F. Paz y A. Ranero. 2016. Carbono edáfico en Chiapas: Planteamiento de políticas públicas de mitigación de emisiones. Terra Latinoamericana 34:97-112.

González-Zárate, M. 2008. Estimación de la biomasa aérea y la captura de carbono en regeneración natural de *Pinus maximinoi* H.E. *Pinus oocarpa* var. Ochoterenai Mtz. *Quercus* sp. en el norte del Estado de Chiapas, México. Tesis de Maestría. CATIE. Turrialba, Costa Rica. 81 p.

Heanes, D. 1984. Determination of total organic-C in soil by an improved chromic acid digestion and spectrophotometric procedure. Com. Soil Sci. Plant. Anal. 15:1191-1213.

Hernández-Vargas, G., L. R. Sánchez-Velásquez, T. F. Carmona-Valdovinos, M. del R. Pineda-López y R. Cuevas-Guzman. 2000. Efecto de la ganadería extensiva sobre la regeneración arbórea de los bosques de la Sierra de Manantlán. Madera y Bosques 6:13-28.

Le-Quéré, R., R. M. Andrew, P. Friedlingstein, S. Sitch, J. Hauck, J. Pongratz, P. A. Pickers, J. I. Korsbakken, G. P. Peters, J. G. Canadell, A. Arneth, V. K. Arora, L. Barbero, A. Bastos, L. Bopp, F. Chevallier, L. P. Chini, P. Ciais, S. C. Doney, T. Gkritzalis, D. S. Goll, I. Harris, V. Haverd, F. M. Hoffman, M. Hoppema, R. A. Houghton, G. Hurtt, T. Ilyina, A. K. Jain, T. Johannessen, C. D. Jones, E. Kato, R. F. Keeling, K. K. Goldewijk, P. Landschützer, N. Lefèvre, S. Lienert, Z. Liu, D. Lombardozzi, N. Metz, D. R. Munro, J. E. M. S. Nabel, S-I. Nakaoka, C. Neill, A. Olsen, T. Ono, P. Patra, A. Peregon, W. Peters, P. Peylin, B. Pfeil, D. Pierrot, B. Poulter, G. Rehder, L. Resplandy, E. Robertson, M. Rocher, C. Rödenbeck, U. Schuster, J. Schwinger, R. Séférian, I. Skjelvan, T. Steinhoff, A. Sutton, P. P. Tans, H. Tian, B. Tilbrook, F. N. Tubiello, I. T. van der Laan-Luijkx, G. R. van der Werf, N. Viovy, A. P. Walker, A. J. Wiltshire, R. Wright, S. Zaehle and B. Zheng, 2018. Global Carbon Budget 2018. Earth Syst. Sci. Data 10:2141-2194.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). 2020. Trends in Atmospheric Carbon Dioxide. 2019, de Earth System Research Laboratory. https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/graph.html (Consulta: agosto 06, 2020).

Paz-Pellat, F., C. O. Cruz., J. A. Argumedo. M. I. Marin-Sosa y J. D. Etchevers. 2010a. Documento de referencia para la estimación del carbono orgánico del suelo (COS), en el estado de Chiapas. CP, ECOSUR, Conservación Internacional México, UK en México, y Gobierno del Estado de Chiapas. 24 p.

Paz-Pellat, F., M. I. Marín-Sosa, E. R. Medrano-Ruedaflores, F. Ibarra-Hernández y F. P. Ramírez. 2010b. Elaboración de mapas multi-temporales de bosque, a partir de imágenes LANSAT TM Y ETM+, y análisis de la degradación forestal y deforestación en Chiapas. CP, ECOSUR, Conservación Internacional México, UK en México, Gobierno del Estado de Chiapas y Programa de Acción ante el Cambio Climático del estado de Chiapas. 107 p.

Segura-Castruita, M. A., P. Sánchez-Guzmán., C. A. Ortiz-Solorio y M. del C. Gutiérrez-Castorena. 2005. Carbono orgánico de los suelos de México. Terra Latinoamericana 23:21-28.

Zhu, C., K. Kobayashi, I. Loladze, J. Zhu, Q. Jiang, X. Xu, G. Liu, S. Seneweera, K. L. Ebi, A. Drewnowski, N. K. Fukagawa and L. H. Ziska. 2018. Carbon dioxide (CO_2) levels this century will alter the protein, micronutrients, and vitamin content of rice grains with potential health consequences for the poorest rice-dependent countries. Science Advances 4:eaaq1012 doi:10.1126/sciadv.aaq1012.

6.11. Contenido de carbono y nitrógeno del suelo y mantillo en dos manejos forestales en la Sierra Norte de Oaxaca

Leyva-Pablo Tania[1]; Fuentes-Ponce Mariela H.[2]; De León González Fernando[2] y Cortés-Pérez Melquiades[1]

[1]Doctorado de Ciencias Agropecuarias. Universidad Autónoma Metropolitana Unidad Xochimilco. Calzada del Hueso 1100, Col. Villa Quietud, 04960 Ciudad de México, México.
[2]Departamento de Producción Agrícola y Animal. Universidad Autónoma Metropolitana Unidad Xochimilco. Calzada del Hueso 1100, Col. Villa quietud, 04960 Ciudad de México, México.
Autor para correspondencia: tanialeyvapablo@gmail.com

Resumen

El suelo juega un papel fundamental en el ciclo del carbono (C), sin embargo, los cambios de uso de suelo están asociados a pérdida de capacidades y emisiones de CO_2 a la atmósfera. En la presente investigación se estimó el contenido de C y nitrógeno (N) en el suelo y mantillo, en dos tipos de manejo forestal: Método de Desarrollo Silvícola y Método Mexicano de Bosques Irregulares en reforestaciones de 15 años, en comparación con tres tipos de bosque natural. Se tomaron muestras compuestas de suelo en estratos de 0-10, 10-20 y 20-30 cm y la capa de fermentación y hojarasca para el mantillo. Se determinó el C en suelo y mantillo mediante combustión seca a 900 °C y el N mediante el método Kjeldhal. Se encontró que los mayores almacenes de C en el suelo corresponden a los bosques forestales con manejo de alta intensidad (318 Mg C ha^{-1}) seguido de baja intensidad (72.9 Mg C ha^{-1}) y que las prácticas de conservación favorecen los almacenes de C. No existió diferencia estadística significativa en la relación C:N en los primeros cm de suelos, sin embargo, hay una tendencia al incremento asociado en el bosque de alta intensidad a profundidad de 0-20 cm, que se asocia al manejo de conservación, mediante la acumulación de material recalcitrante por la incorporación de material de un bosque en desarrollo, que conlleva a un proceso lento de degradación de la MO.

Palabras clave: *almacén de carbono; MDS; MMOBI.*

Abstract

Soil plays a fundamental role in the carbon (C) cycle, however, changes in land use are associated with loss of capacity and CO_2 emissions into the atmosphere. In the present investigation, the content of C and nitrogen (N) in the soil and mulch was estimated in two types of forest management: Silvicultural Development Method and Mexican Irregular Forest Method in 15-year reforestations, compared to three types of natural forest. Composite soil samples were taken in layers of 0-10, 10-20 and 20-30 cm and the fermentation layer and litter for the mulch. Soil and compost C were determined by dry combustion at 900 °C and N by the Kjeldhal method. It was found that the largest C stores in the soil correspond to forest forests with high intensity management (318 Mg C ha^{-1}) followed by low intensity (72.9 Mg C ha^{-1}) and that conservation practices favor warehouses de C. There was no significant statistical difference in the C: N ratio in the first centimeters of soil, however, there is a tendency to increase associated in high intensity forest at a depth of 0-20cm, which is associated with conservation management , through the accumulation of recalcitrant material by the incorporation of material from a developing forest, which leads to a slow process of degradation of OM.

Key words: *carbon stock; MDS; MMOBI.*

Introducción

El carbono es la unidad principal de la vida del planeta y su ciclo es fundamental para el desarrollo de todos los organismos (Bolin y Sukumar, 2000). El suelo forma parte importante del ciclo del C, es considerado un importante sumidero, y representa un equilibrio dinámico de pérdidas y ganancias que son afectados por procesos erosivos, oxidación, humificación y escorrentía, por esta razón el secuestro de carbono ocurre principalmente en aquellos sistemas que aportan altas cantidades de biomasa, mejoran la estructura del suelo, aumentan la actividad y la diversidad de fauna edáfica y propician mecanismos de ciclaje (Lal, 2004).

La acumulación del C en el suelo es un proceso lento, dicha acumulación se puede perder rápidamente por los cambios de uso o intensificación en el uso, que ocasiona una reducción o puede ocasionar incrementos en los aportes de materia orgánica y la protección física del suelo provocando erosión hídrica y eólica, y la disminución de materiales no solubles en los residuos de cosecha (Tan y Lal, 2005).

La relación C:N es un indicador útil del grado de descomposición de la materia orgánica de los suelos (Buol, *et al.,* 2004), ya que permite estimar el nitrógeno que está disponible para las plantas, por lo que se puede utilizar como indicador de calidad de la Materia Orgánica de medios aerobios (Porta, *et al.,* 2003).

Cuando la dinámica de un ecosistema es modificada se esperan cambios en las propiedades del suelo, en donde el suelo puede funcionar como sumidero o fuente de C, dependiendo de los factores que afecten los diferentes procesos, uno de ellos el tipo de manejo forestal (Martínez *et al.,* 2008), existen pocos estudios que describen los contenidos de C y N en manejos forestales, por esta razón el objetivo de la presente investigación es evaluar el efecto del manejo forestal, Método de Desarrollo Silvícola (MDS) y Método Mexicano de Bosques irregulares MMOBI de 25 años sobre el C y N del suelo y mantillo en bosques de la Sierra Norte de Oaxaca, en comparación con bosques naturales sin manejo.

Materiales y Métodos

El estudio se llevó a cabo en los núcleos agrarios de Santiago Xiacuí y la Trinidad, Ixtlán, en la Sierra Norte de Oaxaca, México (Figura 1), en una superficie de 2485.5 ha (RAN, 2005) ambas comunidades presentan manejos, características biofísicas y climáticas similares. El clima es subhúmedo con lluvias en verano C (w’’1)(w)b(i’), la precipitación media anual varía entre 900 mm y 1700 mm, la temperatura media anual es de 18 °C (Clark *et al.,* 2016). La vegetación predominante en el área de estudio es pino, encino y pino-encino (*P. patula, P pseudostrobus, Q. lauina, Q. crassifolia*) (UZACHI, 2014). El suelo dominante en la zona es Cambisol (INEGI, 2013).

La investigación se desarrolló en dos tipos de manejo forestal de 15 años de crecimiento: Método de desarrollo silvícola (MDS) y Método Mexicano de Bosques Irregulares (MMOBI) y en tres bosques sin manejo forestal: Bosque de pino (BP), bosque de encino (BE) y bosque de pino encino (BPE), con dos réplicas de dos muestras compuestas, los tratamientos se muestran en el Cuadro 1.

El muestreo se realizó mediante una modificación a la metodología de CONAFOR (2011), debido a que las parcelas de estudio fueron más pequeñas que las sugeridas en la misma, cada sistema de manejo se estableció en un sitio de 1000 m^2 con forma circular, debido a que los sitios fueron únicos y no se encontraron más condiciones similares, por lo cual se abarcó la totalidad del sitio.

Cuadro 1. Manejos forestales en Santiago Xiacuí y la Trinidad.

ID	Nombre	Método	Tratamiento	Coordenadas	
				N	O
15AI	Reforestación 15 años, alta intensidad	MDS	Corta de regeneración de árboles padres	17°16'12.69"	96°22'54.54"

ID	Nombre	Método	Tratamiento	Coordenadas	
				N	O
15BI	Reforestación 15 años, baja intensidad	MMOBI	Corta de regeneración de selección en grupos	17°16'44.65"	96°21'51.43"
BP	Bosque de Pino	Bosque natural	Bosque natural de pino	17°17' 18.16''	96°21'17.26''
BE	Bosque de Encino	Bosque natural	Bosque natural de encino	17°17' 13.27''	96°21'17.83''
BPE	Bosque de Pino Encino	Bosque natural	Bosque natural de pino encino	17°17'09.56'	21' 20.42''

AI: Alta intensidad, BI: Baja intensidad, BP: Bosque de pino, BE: Bosque de encino, BPE: Bosque de pino encino, MDS: Método de desarrollo silvícola, MMOBI: Método mexicano de bosques irregulares.

Suelo

Las muestras de suelo fueron secadas al aire y separadas de raíces y elementos gruesos (> 2mm), el suelo fue tamizado en malla #100. El C en el suelo se determinó mediante un analizador automático Shimadzu TOC 5000®, mediante un proceso de combustión seca a 900º C, el CO_2 se detecta por medio de infrarrojo y se cuantifica como C total.

El C del suelo, se determinó mediante la ecuación del Panel on Climate Change (2003) y Poeplau y Don (2017), que se muestra en la ecuación (1).

$$COS = (DA)(P)(COSp)(1 - \frac{FG}{100}) \quad (1)$$

donde, el COS se expresa en Mg C ha^{-1}, DA es la densidad aparente del suelo (Mg m^{-3}), P es el incremento de profundidad del suelo (cm), FG es el porcentaje de la masa de fragmentos gruesos (> 2mm) y COSp es la concentración de C (%) de la fracción ≤ 2 mm del suelo.

El N del suelo, se determinó mediante el método Kjeldalh, que valora conjuntamente el nitrógeno orgánico y el amoniacal, mediante la ecuación (2).

$$\%N = \frac{(Vm-Vb)*NHCL*14*100}{Peso\ muestra\ en\ mg} \quad (2)$$

donde, %N es el nitrógeno total, Vm es el volumen de HCL gastado en la muestra, Vb es el volumen de hcl gastado en el blanco y N es la normalidad del HCL.

Mantillo

El mantillo contempló la capa de hojarasca y capa de fermentación. Las muestras de mantillo se secaron al aire y se separaron restos de troncos y piedras, posteriormente el material fue homogeneizado, molido y tamizado mediante una malla #100. El C en el mantillo se determinó mediante un analizador automático Shimadzu TOC 5000®, mediante combustión seca. El contenido de C en mantillo se determinó mediante la ecuación (3) de la Red Mexicana de Sitios de Monitoreo Intensivo del C (Mex-SMIC, 2016).

$$COH=\%CO*PM \quad (3)$$

donde, COH es el C de la hojarasca en Mg C ha^{-1}, % CO es la concentración de C y PM el peso seco de la muestra. Se determinó el N mediante el método Kjeldalh de la ecuación (2).

Análisis estadístico

Los resultados se analizaron mediante un análisis de varianza para comparar los contenidos de C y N en suelo a diferentes profundidades, de 0-10 cm, 10-20 cm y 20-30 cm y en mantillo, hojarasca y fermentación. Cuando hubo diferencias significativas se realizó la comparación de medias, utilizando la

prueba de Tukey ($p > 0.05$). El supuesto de homogeneidad de varianza de comprobó mediante la prueba de Bartlett. Asimismo, se realizó un análisis de agrupación jerárquica clúster para determinar la similitud o divergencia entre los diferentes sistemas, en cuanto a la relación C:N. Los análisis se realizaron utilizando el paquete R core Team (2020).

Resultados y Discusión

El mayor almacén de C en el suelo se encontró en el manejo de alta intensidad 25AI con 318 Mg C ha^{-1}, seguido del manejo de baja intensidad 25BI con 72 Mg C ha^{-1}, el manejo forestal fue mayor con respecto a los bosques naturales, BE (48.7 Mg C ha^{-1}), BPE (47.3 Mg C ha^{-1}) y BP (30.4 Mg C ha^{-1}).

De forma contraria al suelo, en los almacenes de C del mantillo los mayores valores fueron en el BPE con 38.6 Mg C ha^{-1}, seguido de BP (25.1 Mg C ha^{-1}) y BE (22.6 Mg C ha^{-1}) , finalmente los valores más bajos fueron presentados en el manejo forestal 15 AI(12.7 Mg C ha^{-1}) y 15 BI(7.8 Mg C ha^{-1}). El mayor contenido de N en el suelo se encontró en el manejo de alta intensidad 15BI (12.8 tN ha^{-1}), seguido de 15AI (12.5 tN ha^{-1}), y los bosques naturales BPE (7.88 tN ha^{-1}), BE (7.64 tN ha^{-1}) y BP (5.57 tN ha^{-1}).

Los resultados del C y N muestran mayor almacenamiento en los bosques con manejo forestal, el manejo desde hace 15 años en la zona de estudio favoreció la acumulación del material residual, del proceso de corta de aprovechamiento maderable, que por las maniobras de conservación se acomodaron en la superficie, Saynes (2012) sostiene que el material residual sobre la superficie del suelo provoca una aceleración en la tasa de retorno del C al suelo.

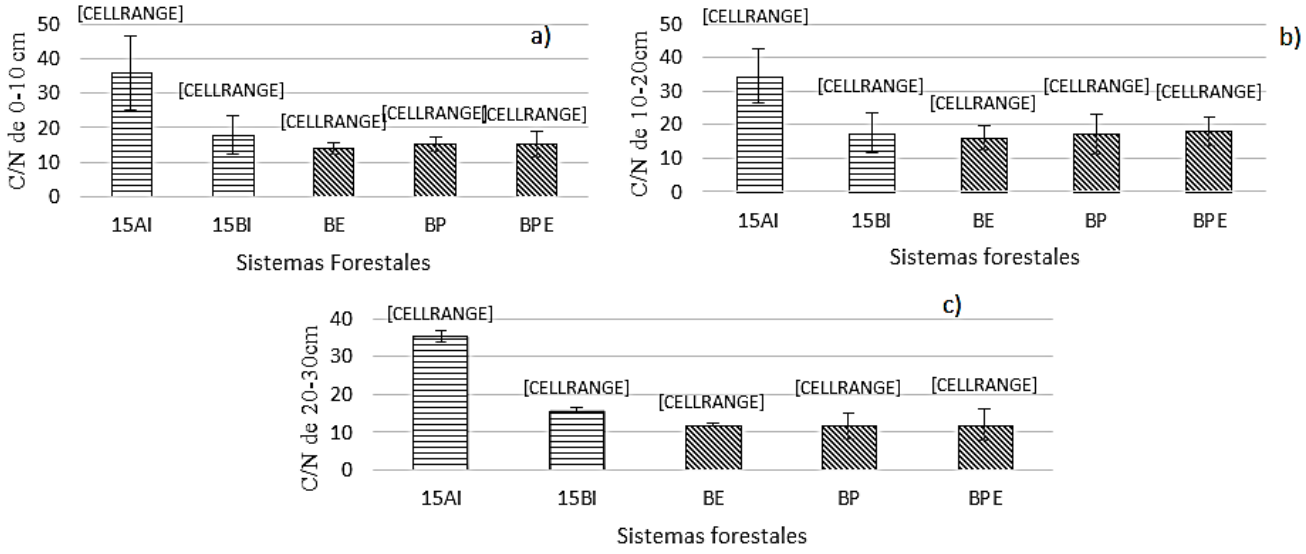

Figura 1. Relación C:N de tres profundidades del suelo de bosques con manejo y bosques naturales, a) Profundidad 0-10cm, b) 10-20cm y c) 20-30cm.
15 AI= Reforestación de 15 años de alta intensidad, 15 BI= Reforestación de 15 años de alta intensidad, BE= Bosque de Encino, BP= Bosque de Pino, BPE=Bosque de Pino-Encino.

La relación C/N en el suelo, no muestra diferencias significativas en los primeros cm (0-20 cm), como se muestra en la Figura 1, esto hace suponer que los manejos silvícolas y tipos de bosque no han generado cambios significativos, esta respuesta se asocia a los bajos contenidos de C en los suelos analizados (menor de 80 Mg C ha^{-1} excepto el bosque manejado con MDS) (Figura 1) en comparación a ambientes similares como bosques de *P. patula* (102 Mg C ha^{-1}), *P. pseudostrobus* (110 Mg C ha^{-1}), *Pinus* spp. con manejo (71 Mg C ha^{-1}) (Cruz- y Etchevers-Barra, 2011), bosque templado (110 y 150 Mg C ha^{-1}) (Peña *et al*., 2009) y menores a suelos cercanos a la zona de estudio (116 Mg C ha^{-1}) (Saynes-Santillán *et al.,*

2012). Así mismo, el bajo contenido de C en el suelo podría estar asociado a la poca profundidad del mismo (30–75 cm) que limita el almacenamiento de C.

A pesar de no existir diferencia significativa en las profundidades del suelo, se observó mediante un análisis clúster (Figura 2), para las profundidades de 0-20cm existe una disimilitud entre los sistemas forestales, el manejo de alta intensidad 15 AI presenta una tendencia a acumular mayor contenido de C en el suelo que los demás sistemas evaluados.

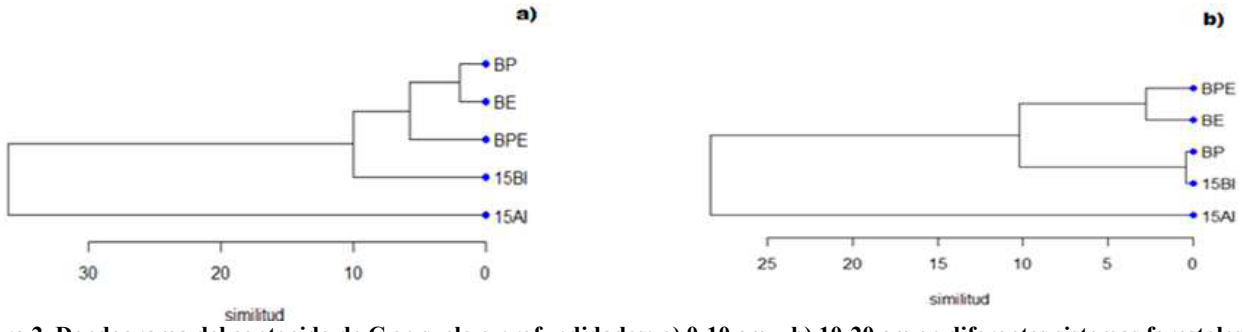

Figura 2. Dendograma del contenido de C en suelo a profundidades: a) 0-10 cm y b) 10-20 cm en diferentes sistemas forestales.
15 AI= Reforestación de 15 años de alta intensidad, 15 BI= Reforestación de 15 años de alta intensidad, BE= Bosque de Encino, BP= Bosque de Pino, BPE=Bosque de Pino-Encino.

La relación C:N de la capa de hojarasca del mantillo resultó significativamente diferente para los bosques con manejo 15AI y 15BI (Figura 3). Después de 15 años de manejo la capa removida de la superficie muestra las mayores relaciones de C:N, como se muestra en la Figura 3, esto se asocia al ser un bosque en desarrollo de 15 años, lo que favorece la producción de biomasa viva y la caída de hojas (Berg y McClaugherty, 2008), incrementando la acumulación de mantillo (hojarasca y horizonte de fermentación). La acumulación de material residual en los montículos se vio favorecido por el almacenamiento los residuales de diversas especies como *Quercus*, *Pinus* y otras latifoliadas, que aportan compuestos recalcitrantes como lignina (Héctor *et al*., 2000), que inhiben la actividad microbiana por compuestos secundarios como taninos o fenoles (Hättenschwiler y Vitousek, 2000), por lo cual la relación C:N se asocia a una degradación lenta (Duchaufour, 1984).

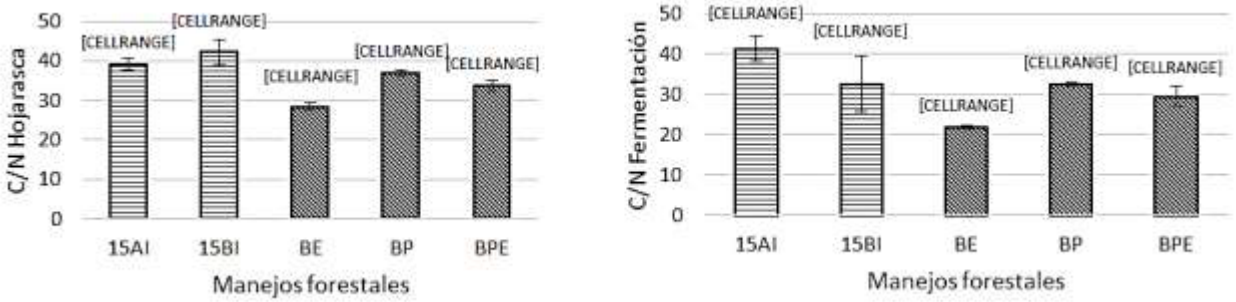

Figura 3. Relación C:N del mantillo: a) Hojarasca y b) Fermentación en diferentes sistemas forestales.
15 AI= Reforestación de 15 años de alta intensidad, 15 BI= Reforestación de 15 años de alta intensidad, BE= Bosque de Encino, BP= Bosque de Pino, BPE=Bosque de Pino-Encino.

Conclusiones

Se estudiaron dos sistemas forestales 15AI y 15BI y se compararon con sistemas forestales no manejados BP, BE Y BPE. Se encontró el mayor almacén de carbono en el suelo con manejo de alta intensidad 15AI, seguido del 15BI, a pesar de no existir diferencias significativas en la relación C:N muestra una tendencia a incrementar en los sitios con manejo de 15 años lo que se relacionó al manejo

comunitario que favorece la permanencia de los residuos del manejo silvícola en el terreno y fomenta la conservación de los suelos, el sitio 15AI, se ve mayormente favorecido por incendios históricos que pudieron aumentar los almacenes de carbono. El mantillo de las zonas con manejo forestal muestran cambios significativos al efecto de manejo, favoreciendo los almacenes de carbono e incrementando la relación C:N que de acuerdo a su composición son de naturaleza lenta a la degradación.

Literatura citada

Berg B. y McClaugherty C. (2008). Plant litter: Decomposition, humus formation, Carbon sequestration, (2da ed). Berlin, Springer.

Bolin B, R Sukumar. 2000. Global perspective. In Watson RT, IR Noble, B Bolin, NH Ravindranath, DJ Verardo, DJ Dokken eds. Land Use, Land-Use Change, and Forestry: Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK. Cambridge University Press. p. 23-51.

Buol S., Hole, F. y McCracken R. 2004. Génesis y Clasificación de Suelos. 4ª Reimpresión. Septiembre. Trilla. México, D. F. 90 pp.

Clark-Tapia, R., Suárez-Mota, M.E., Matías-Nolasco, M., y Velasco-Hipólito, F. (2016). Clima: pasado, presente y futuro. En R. Clark-Tapia, M. F. Ramos-Morales, C. Alfonso-Corrado, M. M., Mendoza-Díaz, y M. F. Ramos-Morales (Eds.), Recursos hídricos de la Sierra Norte de Oaxaca: caracterización, diagnóstico y gestión (pp. 48-57). México: Universidad de la Sierra Juárez.

CONAFOR (Comisión Nacional Forestal). (2011). Inventario nacional forestal y de suelos. Manual y procedimientos para el muestreo de campo. México: Conafor.

Cruz-Flores, G. y Etchevers J. D. (2011). Contenidos de C orgánico de suelos someros en pinares y abetales de áreas protegidas de México. Agrociencia. 45(8), 849–862.

Duchaufour P. 1984. Edafología. Edafogénesis y Clasificación. Masson, Barcelona, España.

Hättenschwiler, S., y Vitousek, P.M. (2000) The role of polyphenols in terrestrial ecosystem nutrient cycling. Trends Ecol. Evol. 15,238-243. doi: 10.1016/s0169-5347(00)01861-9

Hector, A. Beale, A.J. Minns, A. Otway S.J. y Lawton, J.H. (2000) Consequences of the reduction of plant diversity for litter decomposition: effects through litter quality and microenvironment. Oikos 90: 357-371

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática [Inegi]. (2013) Base de datos geográficos. Diccionario de datos de uso del suelo y vegetación (vectorial). Escala 1:250 000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Aguascalientes, Ags., México.

Intergovernmental Panel on Climate Change [Ipcc]. (2003). Supplementay Methods and Good Practice Guidance Arising from the Kyoto Protocol, Chapter 4. En: J. Penman, M. Gytarsky, T. Hiraishi, T. Krug, D. Kruger, R. Pipatti, L.Buendia, K. Miwa, T. Ngara, K. Tanabe, and F. Wagner (Eds.) Good Practice Guidance for Land Use, Land-Use Change and Forestry. (4, pp 113 – 116). Japan: IPCC Panel on Climate Change.

Martínez, H. E., J. P. Fuentes y H. E. Acevedo (2008), "Carbono orgánico y propiedades del suelo", Suelo y Nutrición Vegetal, vol. 8, núm. 1, pp. 68-96.

Peña, V. M., L. Vázquez, y C. Siebe. (2009). Soil organic carbon stocks and forest productivity in volcanic ash soils of different age (1835-35,000 years B. P.). Geoderma 149: 224-234.

Poeplau, C. y Don, A. (2015). Carbon sequestration in agricultural soil via cultivation of cover crops-A meta-analysis. Agriculture, Ecosistems environmental, 200:33-41.

Porta, J., M. López A. y C. Roquero. 2003. Edafología para la Agricultura y el Medio Ambiente. 3 Ed. Mundi-Prensa. Madrid, España. 917 p

R Core Team (2019). R A language and environment for statistical computing. R. Foundation for statistical Computing, Vienna, Austria. Recuperado de https://www.R-project.org/.

Red Mexicana de Sitios de Monitoreo Intensivo del C [Mex-SMIC]. (2016). Protocolo para la estimación de la dinámica del C forestal en sitios de medición intensiva: un enfoque multi-escala. México: Proyecto Fortalecimiento REDD+/Cooperación Sur-Sur/Conafor/Red Mex-SMIC.

Saynes-Santillán, V., Etchevers, J. D., Galicia, L., Hidalgo, C., y Campo, J. (2012). Soil carbon dynamics in high-altitude temperate forests of Oaxaca (Mexico): Thinning and rainfall effects. Bosque 33: 3-11. doi: 10.4067/S0717-92002012000100001

Tan, Z y Lai, R. 2005. Carbon sequestration potential estimates with changes in land use and tillage practice in Ohio, USA. Agriculture, Ecosystems and Environment 111, 140-152.

6.12. Carbono almacenado en biomasa arbórea del bosque templado de Capulálpam de Méndez, Oaxaca, México

Cortés-Pérez Melquiades[1]; Fuentes-Ponce Mariela[2]; De León-González Fernando[2]; Paz-Pellat Fernando[3]; Leyva-Pablo Tania[1] y Santiago-García Wenceslao[4]

[1]Doctorado en Ciencias Agropecuarias, Universidad Autónoma Metropolitana-Xochimilco, Calzada del Hueso 1100, Col. Villa Quietud, 04960 Ciudad de México, México.
[2]Departamento de Producción Agrícola y Animal, Universidad Autónoma Metropolitana-Xochimilco, Calzada del Hueso 1100, Col. Villa Quietud, 04960 Ciudad de México, México.
[3]Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. Carretera México-Texcoco km 36.5. Montecillo, Texcoco, Edo. de México, México.
[4]Universidad de la Sierra Juárez. Avenida Universidad s/n, Ixtlán de Juárez, Oaxaca.
Autor para correspondencia: yaguar.jo@gmail.com

Resumen

Los bosques son un importante contribuyente de las reservas de carbono del ecosistema terrestre; se ha documentado que las prácticas silvícolas en aprovechamientos maderables tienden a modificar la composición y la complejidad estructural del bosque. El objetivo del presente trabajo fue cuantificar y comparar el carbono almacenado en la biomasa arbórea aérea en los rodales con diferentes tratamientos silvícolas en el bosque templado de Capulálpam de Méndez, Oaxaca, México. El carbono almacenado en la biomasa aérea se estimó con datos dasométricos y modelos alométricos. Se realizó un análisis de varianza y pruebas de medias (Tukey ≤ 0.05) para observar diferencias en la biomasa y el contenido de carbono entre los rodales con diferentes tratamientos silvícolas. Se identificaron 15 especies distribuidas en 6 familias. Las especies más abundantes fueron *Q. laurina* y *P. patula*. Los rodales con el tratamiento silvícola de corta de regeneración presentaron el mayor contenido de carbono en la biomasa, sin embargo, no se encontraron diferencias significativas (Tukey ≤ 0.05) entre los tratamientos evaluados. Se concluye que la familia Pinácea y Fagácea son las más relevantes en términos de contenido de biomasa y carbono arbóreo aéreo.

Palabras clave: *alometría; fagácea; pinácea; Sierra Norte, tratamiento silvícola.*

Abstract

Forests are an important contributor to the carbon reserves of the terrestrial ecosystem; it has been documented that silvicultural practices in timber harvests tend to modify the composition and structural complexity of the forest. The objective of the present work was to quantify and compare the carbon stored in the aerial tree biomass in the stands with different silvicultural treatments in the temperate forest of Capulálpam de Méndez, Oaxaca, Mexico. The carbon stored in the above-ground biomass was estimated with dasometric data and allometric models. An analysis of variance and means tests (Tukey ≤ 0.05) were performed to observe differences in biomass and carbon content between stands with different silvicultural treatments. 15 species distributed in 6 families were identified. The most abundant species were *Q. laurina* and *P. patula*. The stands with the silvicultural treatment of regeneration felling presented the highest carbon content in the biomass, however, no significant differences (Tukey ≤ 0.05) were found between all the treatments evaluated. It is concluded that the Pinacea and Fagacea family are the most relevant in terms of biomass and aerial tree carbon content.

Key words: *allometry; phage pinnacea; Northern Sierra; silvicultural treatment.*

Introducción

Los bosques son un importante contribuyente de las reservas de carbono del ecosistema terrestre, investigar y documentar los efectos de la extracción de madera en las reservas de carbono es importante para desarrollar políticas sostenibles de gestión forestal y mejorar la comprensión de la contribución de los bosques al ciclo global del carbono (Zhao *et al*., 2019). En México, la función de los ejidos y comunidades rurales sobre las tierras forestales es fundamental. Se estima que un 80% de ellas se encuentra bajo el control comunitario, los bosques manejados por empresas comunitarias es el resultado de la apropiación social en combinación con políticas públicas, activismo rural y capital social que poseen las mismas (Madrid, 2016)

La comunidad forestal Capulálpam de Méndez se localiza en la Sierra Juárez, de Oaxaca. Su historia de manejo forestal inició en la pasada década de los 40 con cortas selectivas de *Pinus* spp., basadas en el Método Mexicano de Ordenación de Montes (MMOM). En 1981 se estableció el manejo forestal comunitario, adoptando el Método Mexicano de Ordenación de Montes Irregulares (MMOBI) sustituyéndolo en 1993 por el Método de Desarrollo Silvícola (MDS), basado en cortas de regeneración de árboles de acuerdo con la Unión de Comunidades Forestales Zapotecas-Chinantecas [Uzachi] (2003) (Ramírez-Santiago *et al*., 2019). Actualmente, los tratamientos silvícolas que se aplican en la zona de estudio son la corta de regeneración (CR), corta de liberación con pre-aclareo (CL+PC), primero aclareo (ACL-1), segundo aclareo (ACL-2) y corta de selección individual o en grupos (CSIG). El objetivo del presente trabajo fue cuantificar y comparar el carbono almacenado en la biomasa arbórea aérea en los rodales con diferentes tratamientos silvícolas en el bosque templado de Capulálpam de Méndez, Oaxaca, México.

Materiales y Métodos

Zona de estudio

El estudio se realizó en rodales con aprovechamiento forestal de Capulálpam de Méndez, en el distrito de Ixtlán en la Sierra Norte del estado de Oaxaca. Cuenta con 3800 ha de superficie total aproximada, se localiza en las coordenadas 96° 27’ de longitud y 17° 18’ latitud norte (Figura 1).

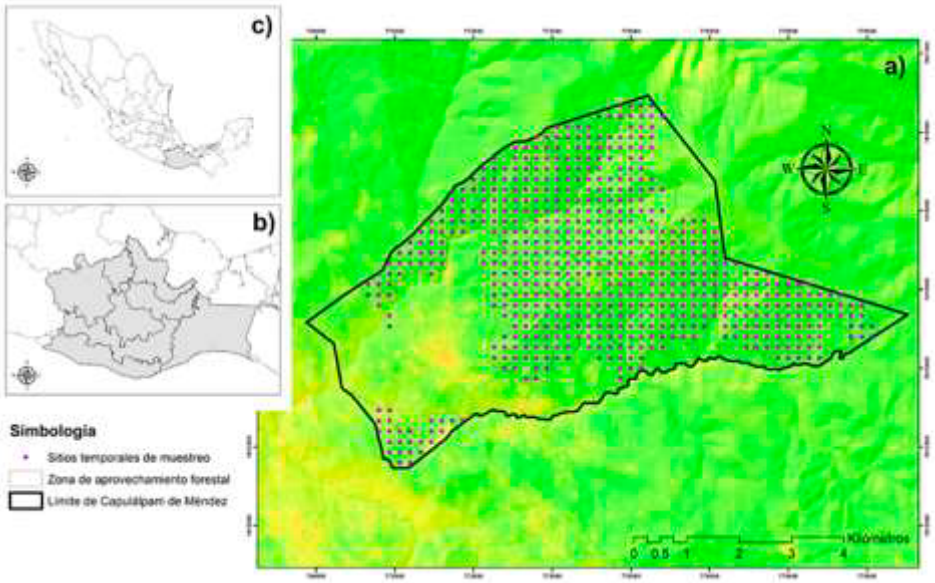

Figura 1. Localización de la zona de aprovechamiento forestal en Capulálpam de Méndez, Sierra Norte (a), Oaxaca (b), México (c).

Metodología

Los datos para estimar las variables de diversidad, densidad, biomasa y contenido de carbono de la zona de estudio se obtuvieron de 594 sitios temporales de muestreo ubicados en la zona de aprovechamiento forestal, los cuales forman parte del inventario forestal maderable (IFM) del programa de manejo forestal (PMF) 2015-2022 de Capulálpam de Méndez. Las dimensiones de las unidades de muestreo fueron de 1000 m^2, distribuidas en 95 unidades mínimas de manejo (UMM). La identificación de especies se realizó con la guía del sistema de planeación forestal de bosques templados (SiPlaFor), versión Oaxaca (Corral-Rivas, 2015). La densidad expresada como el número de árboles por ha, se determinó con los árboles inventariados (Dn ≥ 7.5 cm) en cada sitio estudiado (ecuación 1).

$$N = \sum \frac{10000 \times n}{S_i} / Nsitios \quad (1)$$

donde, *N* es la densidad en árboles por ha; *n* es el número de árboles inventariados en los sitios de muestro; S_i es la superficie del sitio *i* en proyección horizontal (m^2) y *N sitios* es el número de sitios levantados (Castillo-López *et al*., 2017).

Para determinar la biomasa arbórea total (Bt) en Mg ha^{-1} se utilizaron los modelos alométricos para cada especie reportados en literatura científica (Cuadro 1).

Cuadro 1. Modelos alométricos para estimación de biomasa aérea total por especie.

Especie arbórea	Modelo alométrico	r^2	Referencia
Pinus oaxacana Mirov	Bt = 0.108919×Dn1.26323×At1.235934	0.97	Chávez-Pascual *et al*., 2017
Pinus douglasiana Martínez	Bt = EXP(-1.17+2.119*LN(Dn))	0.98	Brown, 1997
Pinus patula Schltdl. & Cham.	Bt = [0.0329]*[Dn2.1683]	0.93	Pacheco-Aquino, 2011
Pinus pseudostrobus Lindl.	Bt = 2.0639*Dn1.6915*At0.1153	0.89	Vásquez-Fabián *et al.* 2017
Pinus ayacahuite C. Ehrenb. ex Schltdl.	Bt = Exp (-3.066) * (DN2.646)	0.97	Návar-Cháidez, 2010
Pinus rudis Endl.	Bt = EXP(-1.17+2.119*LN(Dn))	0.98	Brown, 1997
Pinus leiophylla Schiede ex Schltdl. & Cham.	Bt = EXP(-1.17+2.119*LN(Dn))	0.98	Brown, 1997
Pinus teocote Schltdl. & Cham.	Bt = 0.1056*Dn2.8955*At-0.454	0.97	Vásquez-Fabián *et al*. 2017
Quercus crassifolia Bonpl.	Bt = [0.283]*[[[Dn2]*At]0.807]	0.95	Ayala, 1998
Quercus laurina Bonpl.	Bt = EXP[-4.3375+1.0760(Dn2xAt)]	0.99	Ruiz-Aquino *et al*. 2014
Quercus rugosa Née	Bt = EXP[-2.8664+0.9276(Dn2xAt)]	0.98	Ruiz-Aquino *et al*. 2014
Alnus firmifolia Fernald	Bt = [0.0143]*[Dn2.8355]	0.87	Juárez 2008
Arbutus xalapensis Kunth	Bt = (0.3764 DN2) - (2.3146 DN) - (1.9106)	0.99	Aguilar-Hernández *et al*. (2016)
Clethra mexicana DC.	Bt = EXP(-3.109407)*((Dn2)*At)0.952688		
Oreopanax xalapensis (Kunth) Decne. & Planch.	Bt = EXP(-3.109407)*((Dn2)*At)0.952688		

Bt: biomasa total; r^2: ajuste de modelos.

Una vez estimada la biomasa, esta se convirtió a carbono almacenado para cada especie medida, con base en un factor de reducción (ecuación 2). La ecuación recomendada por Goslee *et al*., (2014) es la siguiente:

$$CCA = Bt \times Fc \quad (2)$$

donde, CCA es el contenido de carbono almacenado en la biomasa (Mg ha^{-1}) de cada árbol, Bt es la biomasa total aérea arbórea de cada árbol; Fc es la fracción de carbono de la biomasa, los valores de la Fc por especie se obtuvieron en diferentes fuentes bibliográficas (Díaz-Franco, *et al*., 2007; Acosta-Mireles *et al*., 2009; Yarena-Yamallel *et al*., 2012; Jiménez-Pérez *et al*., 2013; Martínez-Orellana, 2016).

Para determinar las diferencias en la biomasa y el contenido de carbono entre los diferentes tratamientos silvícolas, se utilizó un análisis de varianza (ANOVA) y la prueba de comparación de medias de Tukey ($p \leq 0.05$). La normalidad en la distribución de los errores se verificó con la prueba Shapiro-Wilk (Shapiro y Wilk, 1965), en tanto que, el supuesto de homogeneidad de varianzas se comprobó mediante la prueba de Bartlett (Bartlett, 1937). Estos procedimientos estadísticos fueron realizados en el paquete SAS® versión 9.0 (SAS Institute Inc., 2004).

Resultados y Discusión

Diversidad y densidad arbórea

En todo el predio se registraron 15 especies arbóreas, pertenecientes a 6 familias, de las cuales la familia Pinácea fue la mejor representada con 8 especies. Los rodales con tratamiento de CR, ACL-1 y SIG presentaron las 15 especies, los rodales con CL+PC obtuvieron 14 especies y los rodales con ACL-2 presentaron13 especies. La especie *Q. laurina* dominó en casi toda la zona de aprovechamiento forestal, a excepción de los rodales con CL+PA donde dominó el *P. patula* a consecuencia del tratamiento silvícola aplicado en el primer PMF de 1993 que fue la corta de regeneración de árboles padre.

Q. laurina y *P. patula* abarcaron más del 60% de la densidad arbórea en todos los rodales. El *P. douglasiana* y *P. pseudostrobus* presentaron menor abundancia, pero aportaron aproximadamente el 10% del arbolado total, el resto se distribuyó en otras especies de *Quercus* y latofoliadas. La densidad arbórea más alta fue en los rodales con el CL+PA (420 árboles ha^{-1}), seguido de la CR (328 árboles ha^{-1}), ACL 1 (320 árboles ha^{-1}), SGI (281 árboles ha^{-1}) y los rodales menos densos fueron los de ACL 2 (257 árboles ha^{-1}).

Una de las consecuencias del manejo forestal es la dominancia de una o pocas especies en el bosque. Este efecto ha sido documentado en otros estudios realizados en Capulálpam de Méndez (Hernández-López, 2007; Ríos-Altamirano *et al*., 2016; Ramírez-Santiago *et al*., 2019). El presente trabajo contribuye en la documentación de los efectos del manejo forestal sobre la vegetación después de una intervención, como la dominancia del *Q. laurina* y *P. patula*.

Biomasa aérea y carbono almacenado en el bosque manejado

La biomasa aérea y el carbono almacenado no fueron significativamente diferentes ($p \geq 0.05$) entre los diferentes tratamientos silvícolas (Figura 2). La variabilidad encontrada en la biomasa y carbono arbóreo en los rodales se relacionó con la densidad arbórea y la talla de los árboles medidos (diámetros y alturas totales).

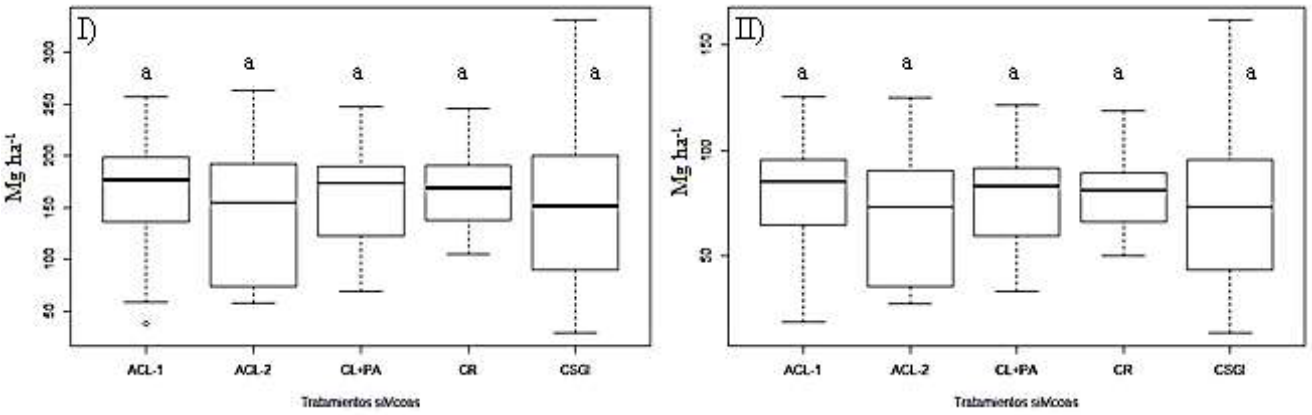

Figura 2. Biomasa total (I) y carbono almacenado (II) en los rodales con diferente tratamiento silvícola del bosque templado de Capulálpam de Méndez, Oaxaca, México.
Las líneas sobre las barras representan ± desviación estándar. Letras distintas entre barras indican diferencias significativas entre tratamiento respecto a los contenidos de biomasa (I) y carbono (II) (Tukey, $p < 0.05$).

Los rodales con el tratamiento de CR tuvieron el mayor almacén de biomasa y carbono (170.1 y 81.9 Mg ha^{-1} respectivamente) debido a que los árboles medidos (especialmente los pinos) tuvieron Dn y At promedio superior a los demás árboles en los otros tratamientos silvícolas. Por ejemplo, el *P. leiophylla* tuvo un Dn y At promedio de 45 cm y 33 m respectivamente. Aunque la densidad arbórea es clave en el aumento o disminución de carbono en biomasa, en este caso, la talla de los árboles fue más importante, ya que la zona más densa (420 árboles ha^{-1} CL+PA) los árboles tuvieron un Dn y At promedio menor.

El contenido de biomasa y carbono estimado en el presente trabajo fue similar a los reportados en la literatura nacional para bosques templados de otras regiones (Figueroa-Navarro *et al*., 2010; Razo-Zárate *et al*., 2013; Buendía-Rodríguez *et al*., 2015; Ordoñez-Díaz *et al*., 2015; Chávez-Pascual *et al*., 2017). La investigación aquí reportada muestra que los bosques con manejo forestal tienen potencial para producir biomasa y fijar carbono, sin excluir la producción y venta de madera, actividad económica fundamental para la economía de las comunidades indígenas (Pacheco-Aquino *et al*., 2015; Soriano-Luna *et al.*, 2018).

Conclusiones

Las especies arbóreas de *Q. laurina* y *P. patula* son las más relevantes en términos de contenido de biomasa y carbono arbóreo aéreo. La ausencia de diferencias significativas en los contenidos de biomasa y carbono del bosque con manejo de Capulálpam de Méndez puede ser un indicador de la homogenización de las especies arbóreas en cuanto a la riqueza y densidad arbórea, después de la aplicación de los tratamientos silvícolas de los programas de manejo anteriores.

Literatura citada

Acosta-Mireles, M., Carrillo-Anzures, F., y Díaz-Lavariega, M. 2009. Determinación del carbono total en bosques mixtos de *Pinus patula* Schl. et cham. Terra Latinoamericana. 27(2). 105-114.

Barlett, M.S. 1937. Properties of sufficiency and statistical tests. En Barlett, M.S. (Eds.) Proceedings of the Royal Society of London. Serie A. Mathematical and Physical Sciences Vol 160, No. 901 (pp.268-282).

Brown, S. (1997). Estimating biomass and biomass change of tropical forest: a primer. Forestry Paper 134. Rome, Italy: FAO.

Chávez-Pascual, E., Rodríguez-Ortiz, G., Enríquez-del Valle, J., Velasco-Velasco, V., y Gómez-Cárdenas, M. 2017. Compartimentos de biomasa aérea en rodales de *Pinus oaxacana* bajo tratamientos silvícolas. Madera y Bosques. 23(3). 147-161. doi:10.21829/myb.2017.2331627

Corral-Rivas, J. J. 2015. Instructivo para el llenado de datos de inventario con fines de elaboración de programas de manejo forestal. En Sistema de Planeación Forestal de Bosque Templado (SiPlaFor). (pp.32). Durango, Universidad Juárez del Estado de Durango.

Díaz-Franco, R., Acosta-Mireles, M., Carrillo-Anzures, F., Buendía-Rodríguez, E., Flores-Ayala, E., y Etchevers, J. 2007. Determinación de ecuaciones alométricas para estimar biomasa y carbono en *Pinus patula* Schl. et cham. Madera y Bosques. 3(01). 25-34. doi: 10.21829 / myb.2007.1311233

Goslee, K., Walker, S., Grais, A., Murray, L., Casarim, F., and Brown, S., 2014. Leaf technical guidance series for the development of a forest carbon monitoring system for REDD+. Module C-CS: Calculations for Estimating Carbon Stocks. Winrock International.

Madrid, S. 2016. Manejo Forestal Comunitario en México: un modelo emergente de manejo sustentable de ecosistemas forestales. 10/07/2020, de Consejo Civil Mexicano para la Silvicultura Sostenible (CCMSS) Sitio web: https://www.ccmss.org.mx/

Martínez-Orellana, L. I. 2016. Estimación de carbono forestal para *Quercus* sp. en parcelas permanentes de monitoreo en la reserva biológica Uyuca, Honduras. Tesis de ingeniería, Escuela Agrícola Panamericana. Zamorano, Honduras

Ramírez-Santiago, R., Ángeles-Pérez, G., Hernández-de La Rosa, P., Cetnia-Alcalá, V. M., Plascencia-Escalante, O., y Clark-Tapia, R. 2019. Efectos del aprovechamiento forestal en la estructura, diversidad y dinámica de rodales mixtos en la Sierra Juárez de Oaxaca, México. Madera y Bosques, 25(3), e2531818. doi: 10.21829/myb.2019.2531818

Ríos-Altamirano, A., Alfonso-Corrado, C., Aguirre-Hidalgo, V., Ángeles-Pérez, G., Mendoza-Díaz, M., Roldán-Félix, E., y Clark-Tapia, R. 2016. Abundancia y distribución del género *Pinus* en Capulálpam de Méndez, Sierra Juárez, Oaxaca. Madera y Bosques, 22(3), 61-74. doi:10.21829/myb.2016.2231457

SAS Institute Inc. (2004). SAS/STAT 9.1 User´s guide. Cary, NC USA.

Pacheco-Aquino, G. 2014. Análisis del carbono forestal en la comunidad de Ixtlán de Juárez y el potencial para que ésta reciba incentivos por carbono. Tesis de maestría, Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional Unidad Oaxaca. Oaxaca de Juárez, Oaxaca

Ruiz-Aquino, F., J.I. Valdez, F. Manzano, G. Rodríguez, A. Romero y M.E. Fuentes. 2014. Ecuaciones de biomasa aérea para *Quercus laurina* y *Q. crassifolia* en Oaxaca, México. Madera y Bosques 20(2):33-48.

Shapiro, S. S., and Wilk, M. B. 1965. An analysis of variance test for normality (complete samples), Biometrika 52, 591–611.

Yarena-Yamallel, J., Jiménez-Pérez, J., Aguirre-Calderón, O. A., y Treviño-Garza, E. J. 2012. Contenido de carbono total en los componentes de especies arbóreas y arbustivas en áreas con diferente uso, en el matorral espinoso tamaulipeco, en México. Bosques. 33(2). 145-152. doi: 10.4067/S0717-92002012000200004

Zhao, M., Yang, J., Zhao, N., Liu, Y., Wang, Y., Wilson, J. P., y Yue, T. 2019. Estimation of China's forest stand biomass carbon sequestration based on the continuous biomass expansion factor model and seven forest inventories from 1977 to 2013. Forest Ecology and Management. 448(15):528-534. doi: org/10.1016/j.foreco.2019.06.036

6.13. Distribución espacial del carbono atmosférico fijado en los suelos de Milpa Alta, CDMX

Rodríguez-Gamiño Lourdes[1]; López-Blanco Jorge[2] y Vela-Correa Gilberto[3]

[1]Colegio de Geografía, FFyL, UNAM. Universidad 3000, Circuito Exterior S/N, Cd. Universitaria, Alcaldía Coyoacán. C.P. 04510. Ciudad de México.
[2]Environmental Change Consulting. Barquera 13-B509, Colonia Merced Gómez, Alcaldía Benito Juárez. C.P. 03930. Ciudad de México.
[3]Universidad Autónoma Metropolitana-Xochimilco. Laboratorio de Edafología. Calzada del Hueso 1100. Colonia Villa Quietud, Alcaldía Coyoacán. C.P. 04960. Ciudad de México.
Autor para correspondencia: lulugamino@hotmail.com

Resumen

Se estima que los suelos almacenan dos veces más carbono que la atmósfera y casi el doble que la vegetación, pero esto depende de las características biofísicas que han influido en su formación. En este trabajo se evaluó la distribución espacial del carbono atmosférico fijado en el suelo en Milpa Alta. Considerando el origen del relieve se delimitaron doce sistemas morfogenéticos (S01 a S12) y se definieron las unidades ambientales biofísicas (UAB). El carbono orgánico en suelos (COS) se calculó con base en la ecuación: COS=CO (Da)(Ps)(Sup). La distribución espacial del COS se expresó en dos mapas: 1. Mapa de interpolación de los valores de carbono considerando a los 76 sitios de muestreo de suelo y 2. Mapa de intervalos de CO_2 atmosférico fijado en suelo (>200-222.5, >150-200, >100-150, >050-100 y 018-050, Mg ha^{-1}) con su nivel de concentración (muy alto, alto, medio, bajo y muy bajo, respectivamente). El nivel medio coincidió principalmente con las UAB de los sistemas S09, S02 y S04, donde predominan los bosques de pino y oyamel. El nivel bajo está en las UAB de los S03, S07, S10 y S11, que se caracterizan por el uso agrícola del suelo. La distribución del carbono orgánico en el suelo está influenciada por los factores biofísicos del paisaje, como las condiciones geológicas, climáticas, de relieve, tipos de vegetación y uso del suelo. Por los datos obtenidos, esta porción sur de la CDMX se considera como un reservorio muy importante de CO_2 atmosférico fijado en suelo.

Palabras clave: *carbono orgánico; sistemas morfogenéticos; unidades ambientales biofísicas.*

Abstract

Soils are estimated to store twice as much carbon as the atmosphere and almost twice as much as vegetation, but this depends on the biophysical characteristics that have influenced their formation. In this work, the spatial distribution of atmospheric carbon fixed in soil was evaluated in Milpa Alta. Considering the relief origin twelve morphogenetic systems (S01 to S12) were delineated and using aerial photographs the biophysical environment units (BEU) as well. Soil organic carbon (SOC) was calculated based on equation: SOC=CO (Da)(Ps)(Sup). The spatial distribution of SOC was expressed in two maps: 1. Interpolation map carbon values considering the 76 soil sampling sites and, 2. Map of atmospheric CO_2 fixed in soil intervals (>200-222.5, >150-200, >100-150, >050-100 and 018-050, Mgha^{-1}) with its concentration level (very high, high, medium, low and very low, respectively). The medium level mainly coincided with the BEU of the S09, S02 and S04 systems, where pine and fir forests predominate. The low level is in the BEU of S03, S07, S10 and S11, which are characterized by agricultural land use. The distribution of organic carbon in the soil influenced by the landscape biophysical factors, such as geological, climatic, relief, vegetation types and land use. From results obtained, this CDMX southern portion is considered as a very important reservoir of atmospheric CO_2 fixed in soil.

Key words: *organic carbon; morphogenetic systems; biophysical environment units.*

Introducción

Una de las estrategias para la reducción de los impactos del cambio climático es la captura de carbono en el suelo, ya que se considera que el suelo almacena una cantidad dos veces mayor que la atmósfera y casi el doble que por la vegetación (Pérez *et al.*, 2010). Por tanto, el carbono orgánico del suelo (COS) es un componente importante del ciclo global del carbono, ocupando un 69.8% del C orgánico de la biósfera (FAO, 2017). El suelo puede actuar como fuente o reservorio de carbono dependiendo de su uso y manejo (Lal *et al*., 1990; Lal, 1997). Por su riqueza natural y por la importancia en los servicios ecosistémicos que presta la alcaldía de Milpa Alta a los habitantes de la ciudad de México, resulta de fundamental importancia para la conservación ambiental biofísica. Por lo anterior, el objetivo de este trabajo fue evaluar la distribución espacial del carbono atmosférico fijado en el suelo (COS) en la alcaldía de Milpa Alta en la Ciudad de México, considerando a los sistemas morfogenéticos y en su interior a las unidades ambientales biofísicas (UAB).

Materiales y Métodos

Área de estudio

El área en estudio se localiza entre los 19°08´45” y 19°04´11” de latitud norte y de los 99°03´58” a 99°58´02” de longitud oeste dentro del Sistema Volcánico Transmexicano (Figura 1). Desde un punto de vista lito-cronológico, el área está cubierta de flujos lávicos y depósitos piroclásticos pleisto-holocénicos de andesitas y basaltos (Martin, 1980). El clima es templado subhúmedo con lluvias en verano, con una temperatura media anual de 14.5 °C y la precipitación es de 901 mm anuales. Los suelos están conformados por andosoles, leptosoles, phaeozem y regosoles (WRB, 2007). Los tipos de vegetación están representados por un bosque de coníferas, de encino, matorral inerme y pastizales. Los usos de suelo son el forestal, agrícola, pecuario y urbano (INEGI, 1984).

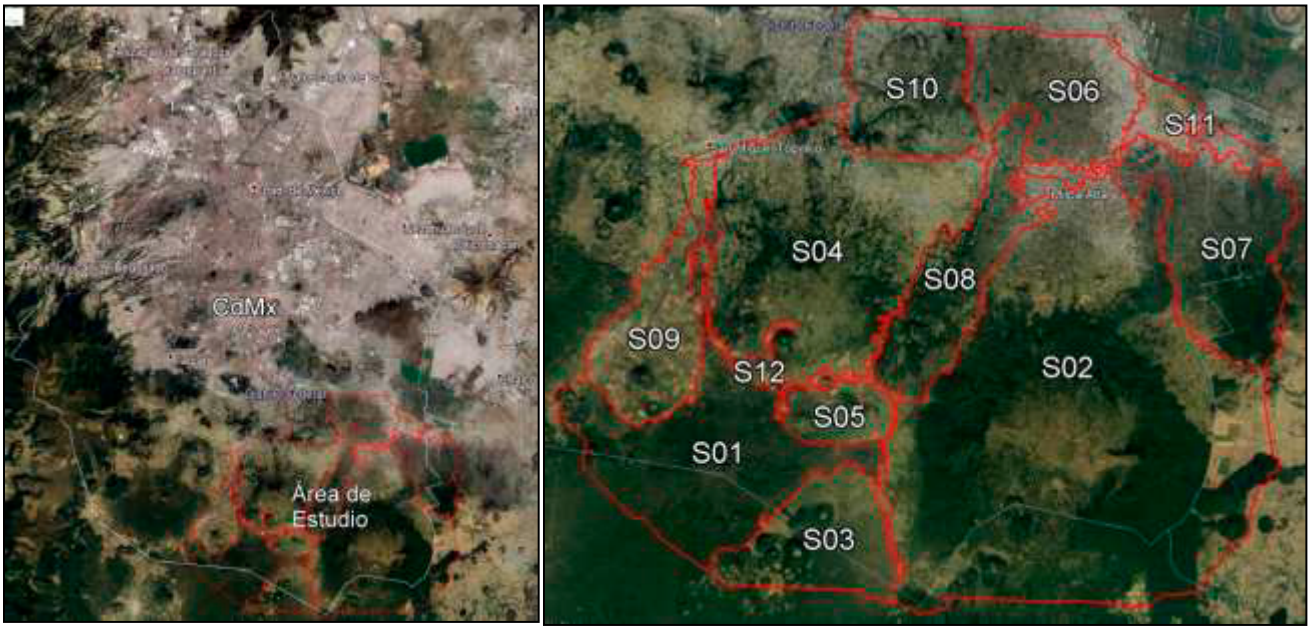

Figura 1. Localización del área de estudio en Milpa Alta, Ciudad de México (CDMX). Se señalan las claves de los sistemas morfogenéticos (S01 a S12).
Fuente: Elaboración propia usando *Google Earth* (2020).

Se delimitaron los sistemas geomorfológicos morfogenéticos (S01 a S12) de acuerdo con el tipo de levantamiento geomorfológico analítico establecido por Verstappen y Van Zuidam (1991), y mediante el análisis de fotografías aéreas a escala 1: 75,000 se determinaron las unidades ambientales biofísicas (UAB) que sirvieron de base para situar los sitios de muestreo de suelos.

Utilizando el sistema de información geográfica (SIG) ILWIS (*Integrated Land and Water Information System;* ITC, 2003) y los datos de COS de los sitios de muestreo de suelo mencionados, se obtuvieron dos mapas: El primero correspondió al de interpolación de valores de carbono, considerando a los 76 sitios de muestreo de suelo y el segundo a los intervalos de CO_2 atmosférico fijado en suelo considerando cinco niveles de concentración: 1). <50; 2). 50-100;3). 100-150;4) 150-200; y 5) >200 en Mg ha^{-1}) con cinco niveles de concentración de CO_2, Muy Bajo, Bajo, Medio, Alto y Muy Alto respectivamente. El segundo mapa fue sobrepuesto digitalmente en el SIG, al mapa de sistemas morfogenéticos (S01 a S12) y de unidades ambientales biofísicas (UAB), para obtener los valores de superficie de CO_2, por tipo de unidad ambiental.

Trabajo de campo y laboratorio

Considerando la variabilidad espacial de las UAB, se tomaron 76 muestras de suelo entre 0 a 30 cm de profundidad, a las cuales se les determinó la densidad real (Dr) y aparente (Da), de acuerdo con SEMARNAT (2002). El carbono orgánico se determinó con un analizador elemental *Thermo Scientific Flash 2000*; la capacidad de intercambio catiónico (CIC), por el método descrito en Jackson (1982) y los cationes intercambiables de Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+} y K^{+} por USDA (2004). El carbono orgánico en suelos (COS) se calculó con base en la ecuación 1:

$$COS=CO\ (Da)\ (Ps)\ (Sup) \quad (1)$$

donde, COS=Carbono orgánico de suelos (t ha^{-1}), CO=Carbono orgánico total (%), Da=Densidad aparente (Mg m^{-3}), Ps=Profundidad del suelo (m); Sup=Superficie (m^2).

Resultados y Discusión

Las propiedades químicas que influyen en la cantidad de carbono orgánico son la disponibilidad de nutrimentos, el pH, la capacidad de intercambio catiónico y la cantidad de materia orgánica del suelo. Para el análisis de resultados, se consideraron como unidades generales de referencia a los sistemas morfogenéticos: S01 Chichinautzin; S02 Tláloc; S03 Otates; S04 Cuautzin; S05 Comalera; S06 Teuhtli; S07 Ayaquémetl; S08 Acusacayo; S09 Acopiaxco; S10 Xochimilco; S11 Planicies aluviales de Tláhuac y S12 Planicies aluviales intermontanas (Figura 2) (Rodríguez-Gamiño, 2008). También, para el análisis de resultados, se consideraron de forma específica a las unidades ambientales biofísicas (UAB) delimitadas dentro de cada uno de eso doce sistemas mencionados (ver áreas delimitadas con líneas negras en la Figura 3).

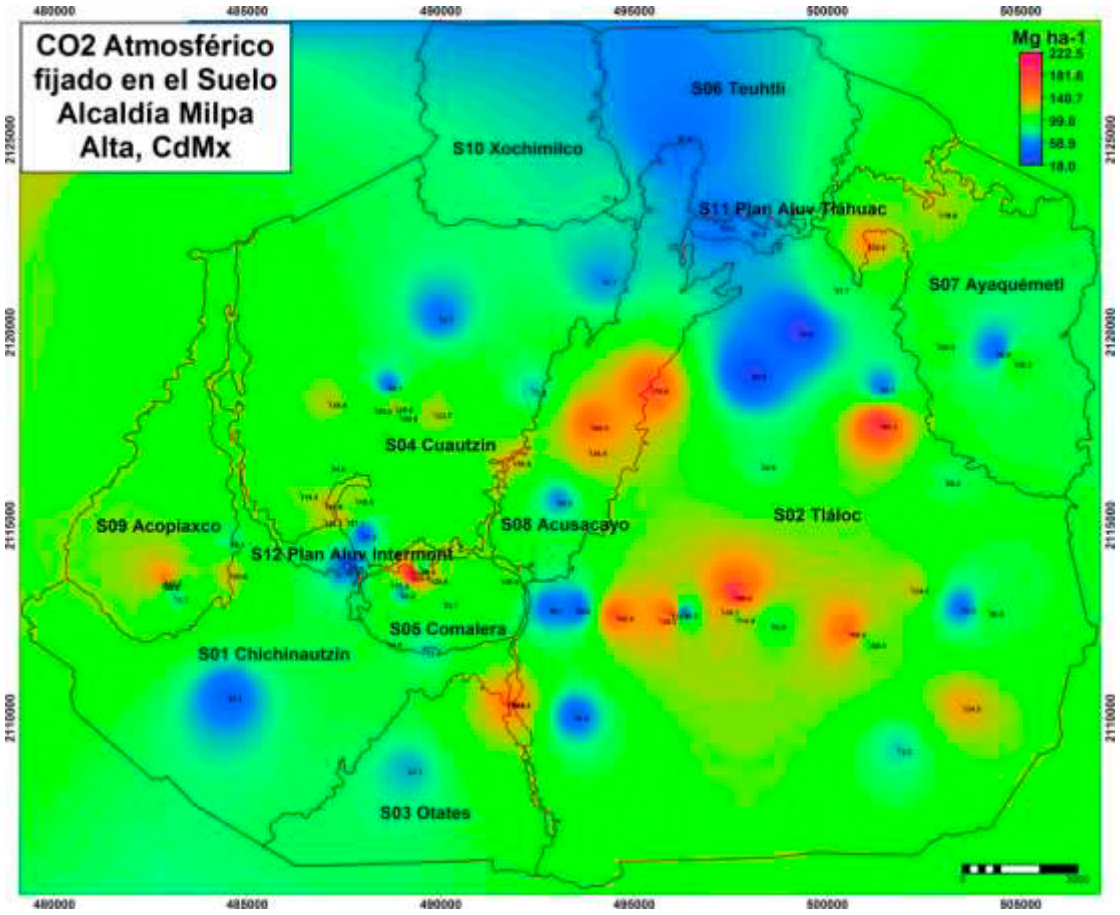

Figura 2. Mapa de interpolación de los valores de CO_2 atmosférico fijado en el suelo, considerando los 76 sitios de muestreo de suelo, en Milpa Alta, CDMX.
Fuente: Elaboración propia.

Distribución espacial de los intervalos y niveles, de clasificación del carbono atmosférico fijado en suelo, por sistema y UAB

Se establecieron cinco intervalos de clasificación del carbono atmosférico fijado en suelo con sus niveles correspondientes, estos son: >200 (Mg ha^{-1}; Muy Alto); 150-200 (Alto); 100-150 (Medio); 50-100 (Bajo) y <50 (Muy Bajo). Estos intervalos y niveles fueron utilizados para reclasificar los valores interpolados del mapa de la Figura 2. El mapa resultante está en la Figura 3. El nivel *muy alto* de carbono atmosférico fijado en suelo (0.01% del área de estudio), se localizó sólo en una muy pequeña área del sistema S05 Comalera, en la UAB de piedemonte local intermontano (aluvial o volcánico), caracterizado por la actividad agrícola y por pastizales, lo cual ha podido influir en la acumulación de materia orgánica. El cultivo principal es avena forrajera, la cual al ser un cultivo de cobertera influye en un mayor contenido de materia orgánica.

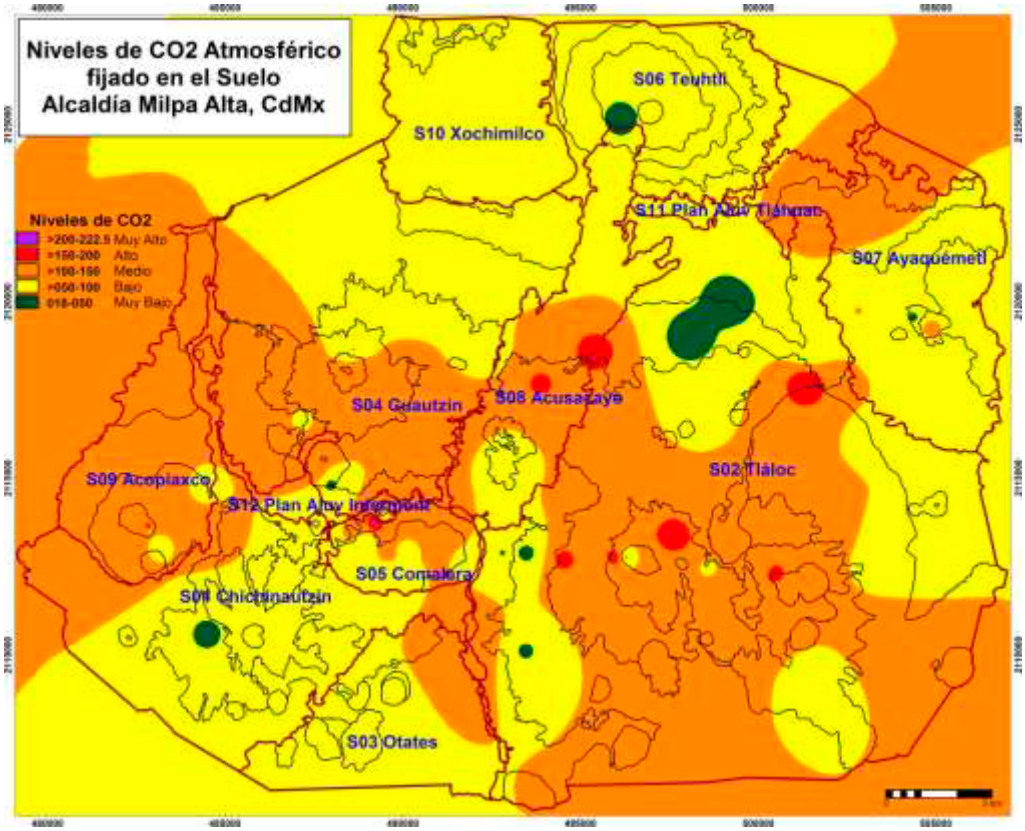

Figura 3. Mapa de intervalos de CO_2 atmosférico fijado en suelo en Milpa Alta, CDMX.
Fuente: Elaboración propia.

El nivel *alto* de carbono atmosférico fijado en suelo (0.66% del área de estudio; Figura 3), se localizó principalmente en el S02 Tláloc, dentro de las unidades de laderas de montaña superiores de flujos lávicos de basalto y andesita, clima templado subhúmedo, en donde ellas tienen mayor inclinación, factor que influye en la conservación de la vegetación, donde predominan los bosques de *Pinus* spp., *Abies religiosa* y *Alnus* spp., y pastizales. También, en las unidades de laderas de montaña inferiores de flujos lávicos de basalto y andesita, con phaeozem, y bosque de *Pinus* y *Abies*.

Finalmente, en este sistema S02, están las laderas de montaña medias de flujos lávicos de basalto y andesita, con leptosoles y ese mismo tipo de bosque. Este nivel alto de carbono, también se localizó en el sistema S09 Acusacayo, dentro de las laderas de montaña inferiores de flujos lávicos de basalto y andesita, con clima templado subhúmedo, leptosoles, y uso agrícola de temporal. De igual forma en las laderas de montaña medias de flujos lávicos de basalto y andesita, en donde predominan los andosoles, con valores altos de MO, en estas unidades se llevan a cabo actividades agrícolas, en donde se siembra principalmente avena forrajera, alrededor de las parcelas existe bosque de *Quercus* spp., el cual proveé gran cantidad de hojarasca, que contribuye a la acumulación de carbono orgánico en el suelo.

El nivel *medio* de carbono atmosférico fijado en suelo se extiende en una gran superficie dentro del área de estudio (43.7% del total; Figura 3). Se localizó principalmente en el S02 Tláloc, en las UAB de unidades de laderas de montaña inferiores, medias y superiores, de flujos lávicos de basalto y andesita, clima templado subhúmedo, leptosoles y phaeozem háplico, con tipos de vegetación de bosque de *Pinus hartwegii*, *P. montezumae*, *Abies religiosa*, *Alnus* spp. y pastizales amacollados como el *Festuca tollucensis*, que influyen en la concentración de carbono orgánico en el suelo. Asimismo, en las laderas de montaña internas y externas de cono de escoria, con clima templado subhúmedo semifrío, regosoles y bosque de *Pinus*. También se localizó en el S01 Chichinautzin, en las unidades de laderas de montaña inferiores de flujos lávicos de basalto y andesita, con clima templado subhúmedo, predominan los

leptosoles y con bosque de *Pinus* spp. y *Abies religiosa* que influyen en la acumulación de materia orgánica y por lo tanto en la fijación de carbono en el suelo.

De igual forma, el nivel medio está en el S04 Cuautzin, en las unidades de laderas de montaña medias de flujos lávicos de andesita y basalto pleistocénicos, clima templado subhúmedo, andosoles y uso agrícola de temporal, en donde se cultiva la avena forrajera y el maíz. Las parcelas se encuentran rodeadas de vegetación donde predomina el bosque de *Quercus* spp. También está en la UAB de piedemonte local intermontano, aluvial ó volcánico, con phaeozem y uso agrícola de temporal. Asimismo, en las laderas de montaña internas y externas de cono volcánico cinerítico de escoria, con andosoles, vegetación de bosque de *Pinus* spp. y *Abies religiosa*, y pastizales.

De igual modo, en este sistema se localizó en las unidades de laderas superiores de montaña de flujos lávicos con andosoles, donde predomina el bosque de *Pinus hartwegii* y los pastizales. Este nivel medio también se localizó en el sistema S05 Comalera, en las laderas de lomerío de cono de escoria de andesita/basalto pleistocénico, clima templado subhúmedo, andosoles con valores altos de materia orgánica, generada por la cobertura vegetal de bosque de *Pinus montezumae*, pastizales y se lleva a cabo actividad agrícola donde se cultiva avena forrajera. En el S09 Acopiaxco, el nivel medio está en las laderas de montaña internas y externas de cono de escoria, en donde predomina un bosque de *Pinus montezumae* en asociación con un bosque de *Alnus* spp., es un área que se encuentra bien conservada y donde se han llevado a cabo programas de reforestación.

El nivel *bajo* de carbono atmosférico fijado en suelo se extiende en una gran superficie dentro del área de estudio (54.6%; Figura 3). Se localizó principalmente en el S02 Tláloc, en las laderas de montaña inferiores de flujos lávicos de basalto y andesita, phaeozem, y bosque de *Pinus* y *Abies*. También en las UAB de piedemonte local intermontano, aluvial o volcánico, con clima templado subhúmedo (alto e intermedio en humedad), con phaeozem, y uso agrícola. Asimismo, en las laderas de montaña medias de flujos lávicos de basalto-andesita, con leptosoles y vegetación de bosque de *Pinus*, *Abies* y *Quercus* spp., y con actividad agrícola en donde se ha desarrollado el suelo. En el S10 Xochimilco, en las laderas de montaña inferiores de flujos lávicos de andesita holocénica, phaeozem, con un uso del suelo agrícola de temporal de maíz, también se detectó un incremento de las aéreas urbanas que están desplazando esa actividad primaria.

En el S04 Cuautzin, se localizó principalmente en las laderas de montaña inferiores de flujos lávicos de andesita-basalto pleistocénico, con clima templado subhúmedo, phaeozem, y uso agrícola de temporal. También en las UAB de piedemonte local intermontano, aluvial o volcánico, con uso agrícola de temporal de maíz y frijol, en donde se presentan suelos phaeozem, ricos en materia orgánica. En el S07 Ayaquémetl, principalmente las laderas de montaña medias de flujos lávicos de basalto y andesita, con leptosoles y matorral inerme. Otro sistema con este nivel bajo de carbono orgánico es el S01 Chichinautzin, en las laderas de montaña inferiores de flujos lávicos de basalto y andesita, con clima templado subhúmedo, leptosoles, y bosque de *Pinus* y *Abies*. De igual forma, en el S11 Planicies aluviales de Tláhuac, está en las unidades de planicie aluvial intermontana de depósitos aluviales, con la presencia dominante de suelos phaeozem y con uso de suelo agrícola de temporal y áreas de uso urbano que se han incrementado en los últimos años.

Finalmente, el nivel *muy bajo* de carbono orgánico en el suelo, el cual se extiende en una superficie pequeña dentro del área de estudio (1.1% del total; Figura 3). Principalmente se localizaron en el S02 Tláloc, en las unidades de laderas de montaña inferiores de flujos lávicos de basalto y andesita, con clima templado subhúmedo, unidad de suelo de phaeozem, y bosque de *Pinus* spp. y *Abies religiosa* y con uso agrícola para el cultivo de nopal verdura. En este mismo sistema, en las unidades de piedemonte local intermontano, aluvial o volcánico, con clima templado subhúmedo (alto en humedad), y suelos phaeozem que permiten el desarrollo de actividades agrícolas del cultivo mencionado, con un incremento reciente de áreas con uso urbano que han impactado a la actividad agrícola. En el sistema S06 Teuhtli, en las

unidades de laderas de montaña superiores de flujos lávicos de andesita y basalto pleistocénico, suelos phaeozem, y uso agrícola de temporal de cultivos semipermanentes.

Conclusiones

La distribución espacial del carbono atmosférico fijado en suelo en el intervalo de >050-100 Mg ha^{-1} (nivel *bajo*), tuvo la mayor extensión, con un 54.6% del total del área de estudio. Para el caso del nivel *medio* (>100-150 Mg ha^{-1}) tuvo la segunda mayor extensión con un valor del 43.7% del total.

El sistema morfogenético S02 Tláloc tuvo la mayor cantidad de COS por su extensión (35.8%) en el área de estudio y por tener en su mayoría los niveles *medio* y *bajo* en comparación con el resto de los sistemas. Le siguen el S04 Cuautzin con un 15.0%, y el S01 Chichinautzin con un 10.3%. del carbono atmosférico fijado en el suelo.

La unidad ambiental biofísica con mayor superficie (41.2%), y por tanto la de mayor cantidad de COS correspondió a las laderas de montaña inferiores de flujos lávicos de basalto y andesita, con bosque de *Pinus* sp. y *Abies religiosa*. Seguidas con un 25.5% correspondiente a las laderas de montaña medias de flujos lávicos de basalto y andesita, holocénicos, también con bosque de *Pinus* sp. y *Abies religiosa*.

Por los resultados obtenidos en este estudio, se puede considerar que, el área de Milpa Alta, en la porción sur de la CDMX, como un reservorio muy importante de CO_2 atmosférico fijado en suelo.

Literatura citada

FAO. 2017. Liberación del potencial del carbono orgánico del suelo. Simp.Internacional sobre el carbono orgánico del suelo. Roma.

INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 1984. Cartas Edafológica, Uso de Suelo y Tipos de Vegetación, Milpa Alta (E14a49) y Amecameca (E14b41) a escala 1: 50,000. México.

Jackson, M.L. 1982. Análisis Químico de los Suelos. Editorial Omega.

Lal, R., Eckert, D. J., Fausey, N. R., Edeards, W. M. 1990. Conservation tillage in sustainable agriculture. pp.203-225. *In:* C. A. Edwards, R. Lal, P. Madden, R. H. Miller and G. House, Sustainable Agriculture Systems. Soil and Water Conservation Society, USA.

Martin del Pozzo, A. L. 1980. Vulcanología de la Sierra Chichinautzin. Tesis de Maestría en Ciencias (Geología). Facultad de Ciencias, UNAM, México. 131 p.

Pérez, S. R. 2010. Características edafológicas y potencial productivo de *Eucalyptus urophylla* y *E. grandis* en Huimanguillo, Tabasco. Maestría en Ciencias. Colegio de Posgraduados. Montecillo, Estado de México. 84 p.

Rodriguez-Gamiño, L. y López-Blanco, J. 2006. Caracterización de unidades biofísicas a partir de indicadores ambientales en Milpa Alta, Centro de México. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM. 60:46-61

Rodríguez-Gamiño, L. 2008. Determinación de indicadores ambientales en Milpa Alta, Distrito Federal. Tesis de Doctorado en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras-Instituto de Geografía, UNAM. México. 188 p.

SEMARNAT. 2002. Norma Oficial Mexicana NOM-021-RECNAT-2000. Estudios, muestreo y análisis. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, México. Diario Oficial de la Federación. 31 de diciembre de 2002. 73 p.

USDA. 2004. Soil Survey Laboratory Methods. Manual Soil Survey, USA.

Vela-Correa, G., López-Blanco, J. y Rodríguez-Gamiño L. 2012. Niveles de carbono orgánico total en el Suelo de Conservación del Distrito Federal, Centro de México. Investigaciones Geográficas, Boletín del Inst. de Geografía, UNAM. 77:18-30

Verstappen, H. Th. y Van Zuidam, R. A. 1991. The ITC system of geomorphologic survey: a basis for the evaluation of natural resources and hazards. ITC Publication 10, 89 p.

Walkley A., Black I. A. 1934. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. Soil Sci. 37:29-38.

WRB. 2007. Base Referencial Mundial del Recurso Suelo. Primera actualización 2007. Informes sobre Recursos Mundiales de Suelos No. 103. FAO, Roma.

6.14. Pérdida de carbono orgánico total en rasgos de erosión acelerada en el volcán Acopiaxco, CDMX

Rodríguez-Michaud María B.[1]; López-Blanco Jorge[2]; Rodríguez-Gamiño Lourdes[3] y Vela-Correa Gilberto[1*]

[1]Universidad Autónoma Metropolitana-Xochimilco. Departamento El Hombre y su Ambiente. Laboratorio de Edafología. Calzada del Hueso 1,100. Colonia Villa Quietud, Alcaldía Coyoacán. C. P. 04960. Ciudad de México.
[2]Environmental Change Consulting. Barquera 13-B509, Colonia Merced Gómez, Alcaldía Benito Juárez. C. P. 03930. Ciudad de México.
[3]Colegio de Geografía, Facultad de Filosofia y Letras, UNAM. Av. Universidad 3000, Circuito de la Investigación Científica s/n. Cd. Universitaria, Alcaldía Coyoacán. C.P. 04510. Ciudad de México.
*Autor para correspondencia: gvela@correo.xoc.uam.mx

Resumen

El Suelo de Conservación (SC) representa al 59% del territorio de la Ciudad de México (CDMX) y se estima que está afectado por erosión hídrica en más de la mitad de su superficie. Siendo las áreas cerriles las que presentan mayor vulnerabilidad, afectando su capacidad de captación de agua, regulación del clima, captura de carbono y riqueza ecosistémica, además de la productividad en suelos de uso agrícola. El objetivo de este trabajo fue determinar las concentraciones de carbono orgánico total (COS) en sedimentos provenientes de tres tipos de erosión acelerada del suelo: laminar, en macrosurcos y en cárcavas, en las laderas de montaña medias e inferiores de flujos lávicos de andesita pleistocénica del volcán Acopiaxco, Tlalpan, CDMX. Se localizaron sitios de muestreo con presencia de rasgos de esos tipos de erosión. Se colocaron trampas colectoras de sedimentos, a los cuales se les determinó su humedad, densidad, textura, porosidad, pH, materia orgánica (MO), carbono orgánico (CO) y capacidad de intercambio catiónico (CIC). El COS se calculó con la ecuación: COS=CO (Da) (Ps) donde, COS=Carbono orgánico de suelos (kg m^{-2}), CO=Carbono orgánico total (%), Da=Densidad aparente (Mg m^{-3}), Ps=Profundidad del suelo (m); Sup=Superficie (m^2). Los sedimentos con mayor contenido de MO y CIC correspondieron a los materiales transportados por flujo laminar, que a su vez se consideran los más importantes por su fertilidad. En general, por cada 100 kg de sedimentos, se pierde en COS alrededor de 17.4 kg en laminar; 9.5 kg en macrosurcos; y 13.8 kg en cárcavas.

Palabras clave: *erosión acelerada de suelos; Tlalpan; Suelo de Conservación; pérdida de suelos.*

Abstract

The Conservation Soil (CS) represents 59% of Mexico City (CDMX) area and it is estimated that it is affected by water erosion more than half of its surface. Their mountain areas present the highest vulnerability levels, affecting their capacity of water capture, climate regulation, carbon capture, ecosystem wealth, and soil productivity for agricultural use as well. The objective of this work was to determine the concentrations of total organic carbon (SOC) in sediments from three types of accelerated soil erosion: sheet erosion, macro-rills and gullies, in the middle and lower mountain slopes of pleistocene andesite lava flows of the Acopiaxco volcano, CDMX. Sampling sites with the features occurrence those types of erosion were located. Sediment collector traps were placed, to which their humidity, density, texture, porosity, pH, organic matter (OM), organic carbon (OC) and cation interchange capacity (CEC) were determined. The OC in soils was calculated with the equation: COS = CO (Bd) (Sd) where, SOC=Soil organic carbon (kg m^{-2}), OC=organic carbon (%), bulk density (Mg m^{-3}), Sd=Soil depth (m); Sup=Surface (m^2). The sediments with the highest OM and CEC corresponded to the materials that are transported by sheet flow, which in turn are considered the most important due to

their fertility. In general, for every 100 kg of sediment, round 17.4 kg is lost in SOC in sheet erosion; 9.5 kg in macro-rills; and 13.8 kg in gullies.

Key words: *accelerated soil erosion; Tlalpan; Conservation Soil; soil loss.*

Introducción

Los suelos pueden llegar a almacenar hasta dos veces más carbono que la atmósfera y casi el doble que la vegetación, pero esto depende de las características biofísicas que han influido en su formación (Strawn *et al*., 2017). La Ciudad de México (CDMX) se encuentra dentro de la provincia ambiental biofísica (PAB) del Eje Neovolcánico, constituida por grandes estructuras volcánicas formadas por flujos lávicos y depósitos piroclásticos, acumulados desde mediados del terciario hasta el holoceno. Existen conjuntos montañosos de grandes estratovolcanes y amplias depresiones tectónicas que han formado lagos. El clima dominante de la provincia es el templado subhúmedo y en las porciones altas, semifríos subhúmedos. El bosque mixto es el tipo de vegetación dominante en las porciones medias y altas de las estructuras volcánicas. El uso del suelo es de cultivos de agricultura de temporal (López-Blanco, 2009). Localmente, posee relieve caracterizado por laderas de montaña, medias y superiores de flujos lávicos de andesita pleistocénica, con suelos ricos en aluminosilicatos, que son susceptibles a la erosión hídrica acelerada por cambios en el uso del suelo, principalmente.

La CDMX se divide en dos áreas considerando los usos de suelo. La primera corresponde al Área de Desarrollo Urbano (ADU) representada por el 41% de la superficie y la segunda al Suelo de Conservación (SC), que ocupa una superficie de 88,442 ha, lo que representa al 59% de su territorio, cuya importancia radica en los servicios ambientales que provee a quienes la habitan, tales como la captación de agua, regulación del clima, captura de carbono y la riqueza ecosistémica que ofrece (Rodríguez-Gamiño *et al.,* 2013). Se estima que el SC se encuentra afectado por erosión hídrica acelerada del suelo en más del 50% de su superficie, siendo las laderas de montaña inferiores y los piedemontes complejos (aluviales-volcánicos), los que presentan mayor vulnerabilidad a los procesos de erosión acelerada. Esto sucede en las laderas de montaña inferiores de flujos lávicos cubiertos de piroclastos de volcán Acopiaxco en la alcaldía de Tlalpan, CDMX.

La erosión hídrica acelerada, en las laderas de montaña inferiores y los piedemontes complejos (aluviales-volcánicos), comienza con el proceso de flujo laminar hídrico, que se origina por el movimiento de un manto uniforme de agua sobre el suelo, este proceso de degradación es muy común en ese tipo de paisaje. Sin embargo por efecto de la pendiente pueden presentarse incisiones verticales, formando macrosurcos, que estos al paso del tiempo y por el flujo concentrado en los cauces, se amplían en anchura y profundidad formando cárcavas (Bocco-Verdinelli *et al.,* 1990; Palacio-Prieto and López-Blanco, 1994; López-Blanco and García-Oliva, 1998; Bryan, 2002).

Por lo anterior, el objetivo de este trabajo fue determinar las concentraciones y pérdidas de carbono orgánico total (COS), en sedimentos provenientes de los procesos de erosión acelerada del suelo (laminar, en macrosurcos y en cárcavas), en las laderas de montaña medias e inferiores de flujos lávicos de andesita pleistocénica del volcán Acopiaxco, en la alcaldía de Tlalpan, en la Ciudad de México.

Materiales y Métodos

Sitio de estudio

El volcán Acopiaxco se localiza en la PAB del Eje Neovolcánico, en la región ambiental biofísica 121 (RAB) Depresión de México, y en la sub-región ambiental biofísica de Sierra Chichinautzin (López-Blanco, 2009), entre los 19°07´09” de latitud Norte y 99º09’56” de longitud Oeste, con una altitud de

3320 m s. n. m. (INEGI, 2005), cubriendo un área de 1,922 ha (Figura 1). Este volcán, representa el límite sur de la Cuenca de México y su origen se relaciona con la subducción de la Placa de Cocos, por debajo de la Placa Norteamericana (Tapia-Varela y López-Blanco, 2001).

El área está cubierta de flujos lávicos y depósitos piroclásticos pleisto-holocénicos de andesitas y basaltos (Martin del Pozzo, 1980). Su clima de acuerdo con Köppen modificado por García (2004) es templado semifrío Cb(w_2) con una precipitación de 1,343 mm anuales y una temperatura media anual entre 5 y 12 °C. Las unidades de suelo son de andosoles, leptosoles, phaeozem y regosoles (WRB, 2007). En términos ambientales biofísicos el área más extensa del Acopiaxco es de laderas de montaña medias y superiores de flujos lávicos de andesita pleistocénica, con clima templado subhúmedo, andosoles, y con uso agrícola de temporal (Rodríguez-Gamiño, 2008). Se practica la agricultura de temporal con cultivos de maíz y avena forrajera, además del pastoreo extensivo de ganado ovino (INEGI, 2005).

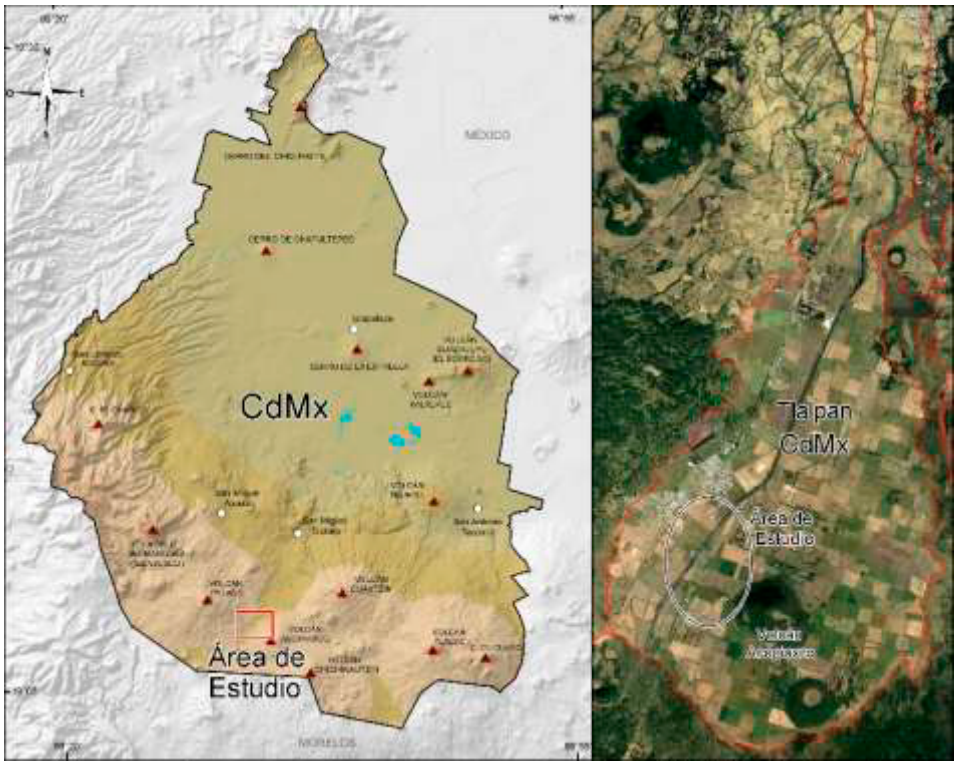

Figura 1. Localización del área de estudio en el Volcán Acopiaxco, Tlalpan, CDMX.
La línea roja en la imagen derecha delimita al sistema morfogenético *Acopiaxco* (Rodríguez-Gamiño, 2008).
Fuentes: INEGI (2016) y GoogleEarth (2020; imagen del año 2017).

Trabajo de campo

En las laderas de montaña medias de flujos lávicos de andesita pleistocénica, cubiertas de piroclastos, del volcán Acopiaxco, se localizaron los sitios de monitoreo de los tres tipos de erosión acelerada del suelo (laminar, por macrosurcos y por cárcavas). Se colocaron nueve "trampas de sedimentos" (TS) para el caso de la erosión laminar y nueve TS para el caso del tipo en macrosurcos. Asimismo, nueve sitios de medición de la morfología de las cárcavas. Se eligieron dichos sitios para ser monitoreados, a partir del análisis de las fotografías aéreas y de las imágenes satelitales disponibles y porque sus rasgos de erosión acelerada del suelo fueron los más evidentes durante el trabajo de campo (Figura 2).

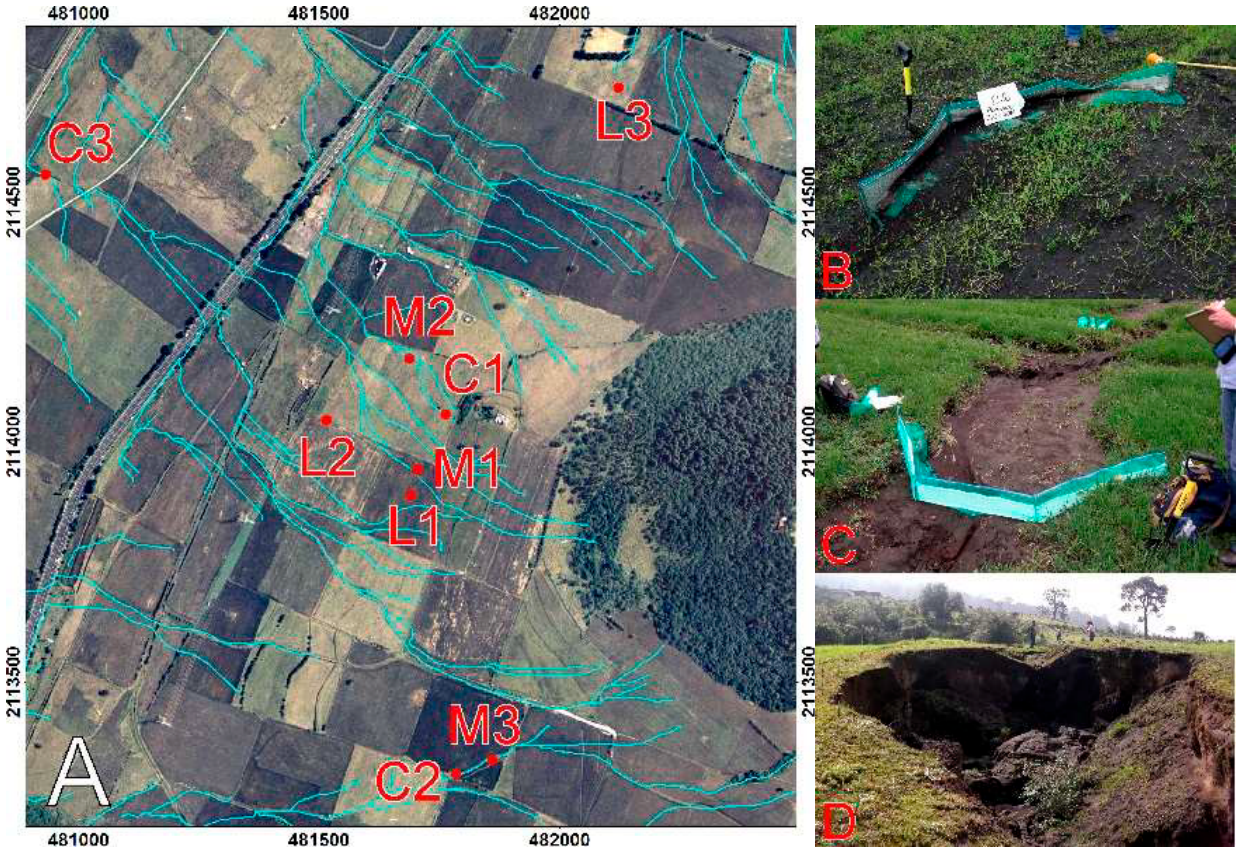

Figura 2. Localización de los sitios de muestreo.
L1 a L3=Erosión laminar; M1 a M3=erosión en macrosurcos; y C1 a C3=erosión en cárcavas. A la derecha, las fotografías muestran las trampas para erosión laminar (B); en macrosurcos (C); y en cárcavas (D).

Con la información climatológica proporcionada por el Organismo de Cuenca Aguas del Valle de México y el Sistema Meteorológico Nacional, se realizó la caracterización de las tormentas de lluvia acorde a su número de eventos, cantidad de precipitación, duración y el cálculo de parámetros pluviométricos que inciden en su erosividad, como es su intensidad y energía cinética (USDA, 2002). Se revisó la información de las cartas temáticas que describen su relieve, estructura geológica, tipo de suelo, uso actual y uso potencial de suelos en escala 1: 50,000 editadas por el INEGI (2005), en conjunto con las ortofotos a color (pixel de 1m) del año 2007 del INEGI. Asimismo, el uso de modelos digitales de elevación a partir de LIDAR, y las imágenes del año 2017 de *Google Earth*.

Cuantificación de los sedimentos

Se seleccionaron los sitios, donde se colocaron tres trampas para sedimentos, construidas con malla mosquitera de 0.05 mm de abertura y varillas de alambrón con una longitud de un metro de largo sobre la pendiente y de un metro a lo ancho de cada lado (Figura 2; B y C), en tres puntos de la ladera: 1) Superficie cumbral; 2) Dorso de ladera; y 3) Piedeladera. En cada sitio se registró la orientación del lugar, la presencia o ausencia de mantillo, la forma e inclinación de la ladera, el tipo de drenaje y la pedregosidad superficial. Los monitoreos se realizaron de forma semanal-quincenal durante las temporadas de lluvias de agosto-octubre de 2011 y de mayo-agosto de 2012. Se colectó en su totalidad el sedimento acumulado en las trampas, y fue colocado en bolsas de plástico para su procesamiento en el laboratorio.

En cuanto a la selección de los macrosurcos se llevó a cabo en campo y a cada una de ellos se les midió su anchura y profundidad a cada 10m de longitud. Sus límites se marcaron con clavos de cinco

pulgadas, y a cada 30 m se colocó una trampa para sedimentos, para cuantificar la pérdida de suelo. Se realizaron mediciones del volumen de sedimentos colectado en las trampas y se tomó una muestra para su análisis en laboratorio. Se localizaron y escogieron tres cárcavas, a las cuales se les midió su longitud, profundidad y la distancia hacia la cabecera, para la obtención de dos secciones transversales con base en Bocco-Verdinelli *et al.* (1990); y López-Blanco and García-Oliva (1998). Se marcaron los límites de cada cabecera con rondanas y clavos, dispuesta a una distancia de la orilla de la cárcava de 2 m en ambas márgenes. Para la determinación de las propiedades fisicoquímicas, se tomaron muestras de sedimentos al inicio de la cabecera y de los acumulados en el fondo de la cárcava.

Trabajo en laboratorio

A cada muestra de sedimento se le determinó su contenido de humedad, densidad aparente (Da), real (Dr), porosidad y textura (SEMARNAT, 2002; USDA, 2004). El pH se cuantificó en una mezcla de suelo en H_2O en proporción 1:2.5; la capacidad de intercambio catiónico (CIC), materia orgánica (MO), y carbono orgánico, por USDA (2004); mientras que el carbono orgánico en suelos (COS) se calculó con base en la ecuación:

$$COS=CO\ (Da)\ (Ps)\ (Sup)$$

donde, COS=Carbono orgánico de suelos (Mg ha^{-1}), CO=Carbono orgánico total (%), Da=Densidad aparente (Mg m^{-3}), Ps=Profundidad del suelo (m); Sup=Superficie (m^2).

Resultados y Discusión

Concentración de COS en sedimentos

Erosión laminar. En las trampas se colectaron de 0.6 a 4.7kg de sedimentos, y en promedio se cuantificó que en la superficie cumbral de las laderas hay una pérdida de suelo de 0.6 kg m^{-2}; en la porción media de la ladera de 1.2 kg m^{-2}; y en la porción del pie de ladera de 4.7 kg m^{-2}, dando un total de 6.5 kg m^{-2}.

Erosión en macrosurcos. En conjunto, en las nueve trampas de los tres macrosurcos monitoreados se colectaron 104.6 kg de sedimentos durante el primer año y 74.2 kg en el segundo. En total las trampas retuvieron 178.9 kg, con una media de 89.4 kg $año^{-1}$. Considerando las tres posiciones de laderas, se colectó alrededor de un 28% en la porción de superficie cumbral, 48% en el dorso de la ladera y 24% en el pie de ladera. Es importante considerar que los macrosurcos poseen una dinámica determinada por el microrelieve y la rugosidad del suelo, donde cada uno de ellos llega a presentar un comportamiento único, los factores que intervienen en el proceso erosivo, tales como la forma y la inclinación del terreno, en conjunto con características particulares de cada sitio (Le Bissonnais *et al*., 2005).

Erosión en cárcavas. Las cárcavas en el área de estudio no son sistemas individuales y extendidos, con sistemas de ramificaciones complejas, como se presentan de forma característica en diversas porciones del Eje Neovolcánico, en el centro de México (Bocco-Verdinelli *et al.,* 1990; Palacio-Prieto and López-Blanco, 1994). En realidad, son pequeñas porciones de los sistemas de cauces de macrosurcos, en donde las rupturas de pendientes causadas por las coladas de lava cubiertas de piroclastos han ocasionado una incisión vertical y una extensión horizontal en sus márgenes muy acelerada, al igual que la misma actividad antrópica (Figura 2A). Se trabajó en tres de ellas, de las cuales se estimó que su volumen perdido fue de 3.9 m^3 para la primera cárcava; de 3.5 m^3 para la segunda; y de 3.6 m^3 para la tercera (Cuadro 1).

Cuadro 1. Propiedades físicas y químicas de los sedimentos, por tipo de proceso de erosión acelerada.

Humedad	Densidad aparente	Densidad real	Poros	Fracción mineral arenas	Fracción mineral limos	Fracción mineral arcillas	Textura	PH	MO	Corg.	CIC	Suelo perdido por año
	Mg m^{-3}			%					%		cmol (+) kg^{-1}	kg
Erosión laminar												
76.91	1.02	2.29	55.08	54.96	20.06	24.98	Car	5.68	6.01	3.49	19.24	6.39
Erosión en macrosurcos												
31.36	1.14	2.43	51.07	39.65	38.12	22.23	C	6.26	3.28	1.90	18.95	89.45
Erosión en cárcavas												
40.86	1.34	2.46	42.23	38.70	35.00	26.30	C	5.76	4.74	2.75	19.00	11.01

Textura: Car=Franco-areno-arcillosa; C=Franca; MO=Materia orgánica; CIC=Capacidad de intercambio catiónico

Estimaciones de COS perdido para cada tipo de erosión acelerada del suelo

En general, por cada 100 kg de sedimentos, se pierde en carbono orgánico (COS) alrededor de 17.4 kg por erosión laminar, 9.5 kg por erosión en macrosurcos y 13.8 kg por erosión en cárcavas (Figura 3).

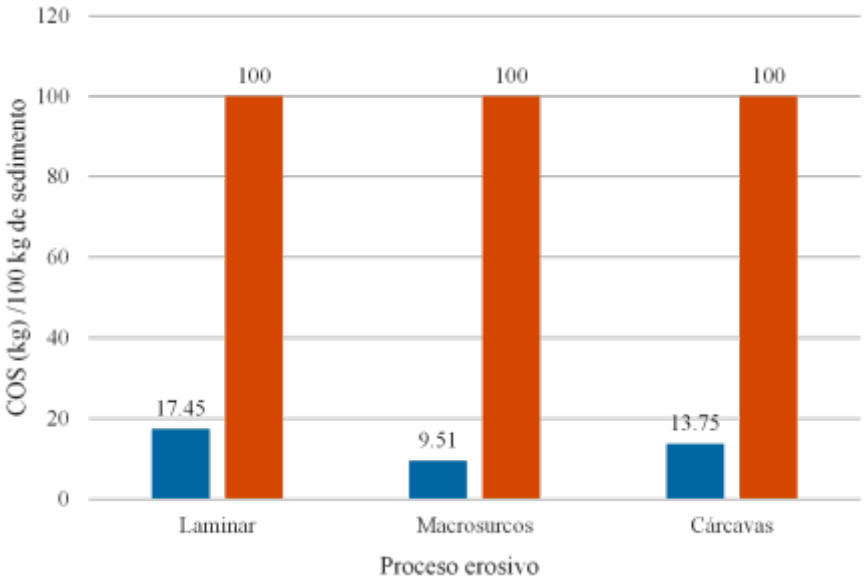

Figura 3. COS perdido por cada 100 kg de sedimentos para cada tipo de erosión acelerada del suelo.

Los sedimentos más ricos en MO y en CIC corresponden a los materiales que son transportados por erosión laminar, y que se consideran los más importantes por su fertilidad, se estima que esto puede ocurrir en algunas porciones de las laderas de montaña medias de flujos lávicos de andesita pleistocénica, cubiertas de piroclastos, del volcán Acopiaxco, afectando sobre todo, a las parcelas agrícolas, que además por tener el suelo con textura franca-arenosa-arcillosa, facilitan el proceso de transporte. Con ello se pierden no solo nutrimentos, también gran parte del carbono atmosférico que capturan las plantas y que no permanece en el suelo.

Conclusiones

- En general, por cada 100 kg de sedimentos, se pierde en carbono orgánico (COS) alrededor de 17.4 kg por erosión laminar; 9.5 kg por erosión en macrosurcos; y 13.8 kg por erosión en cárcavas.

- La mayor pérdida de carbono orgánico del suelo se registró por erosión laminar, lo que indica que el suelo es transportado, por selección del flujo hídrico, en forma de sedimentos, tanto en las porciones de superficies cumbrales, como en las porciones medias de las laderas.
- En los macrosurcos se presentan en las porciones cóncavas transversales de las porciones medias de las laderas, con altos valores de incisión vertical por la acción del escurrimiento concentrado hídrico, lo cual afecta a la fertilidad de esos suelos e incrementa su dificultad para la labranza.

Literatura citada

Bocco-Verdinelli, G., J. López-Blanco, and L.M. Morales-Manilla. 1990. Computer-Assisted Mapping of Gullies: The Spatial Database for a Gully Information System, ITC Journal, No.1-1990, pp. 45-50, the Netherlands.

Bryan R. B. 2002. Soil erodability and processes of water erosion on hillslope. Geomorphology. 32 (3-4):385-415.

García, E. 2004. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana) 5ta. Edición. Serie Libros. Núm. 6. Ed. Instituto de Geografía, UNAM. México. 97p.

Hernández Sánchez, J. M. D., Fernández Reynoso, D. S., Martínez Menez, M. R., Figueroa Sandoval, B., Rubio Granados, E. y García Rodríguez, J. L. 2019. Evaluación de la estabilidad de taludes en cárcavas, Huasca de Ocampo, Hidalgo, México. Terra Latinoamericana. 37(3), 303-313. https://doi.org/10.28940/terra.v37i3.468

INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2005. Cartas Edafológica, Uso de Suelo y Tipos de Vegetación, Milpa Alta (E14a49) a escala 1: 50,000. México.

INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2016. Anuario estadístico y geográfico de la Ciudad de México, México, 15 pp.

Le Bissonnais Y, Cerdan O, Lecomte V, Benkhadra H, Souchere V, Martin P. 2005. Variability of soil surface characteristics influencing runoff and interrill erosion. Catena. 62 (2-3):111-24.

López-Blanco, J. and F. García Oliva, 1998 Soil Erosion Monitoring by Sheetwash Processes in Different Hillslope Positions of a Small Watershed in Chamela, México. Proceedings of the 16th World Congress of Soil Science, Seminar 31, No.2343, Montpellier, France, August 20-26, 1998, 7 pp.

López-Blanco J. 2009 1.6 Regionalización ambiental (biofísica) nacional, basada en la tipología de sus componentes naturales (unidades ambientales biofísicas) y mapa I.6.1. Mapa de unidades ambientales biofísicas (Escala 1:2,000,000), pp. 319-354 y Anexo Cartográfico. *In* SEMARNAT-INE-UNAM, Caracterización y Diagnóstico para el Programa de Ordenamiento Ecológico General del Territorio (POEGT). México.

Martin del Pozzo, A. L. 1980. Vulcanología de la Sierra Chichinautzin. Tesis de Maestría en Ciencias (Geología). Fac. de Ciencias, UNAM, México. 131 p.

Palacio-Prieto, J. L. y J. López-Blanco. 1994. Using Video Imagery for Gully Erosion Evaluation, Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Vol.38, No.1, pp.33-43, März 1994, Berlin-Stuttgart, ISSN 03728854.

Rodríguez-Gamiño, L. 2008. Determinación de indicadores ambientales en Milpa Alta, Distrito Federal. Tesis de Doctorado en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras-Instituto de Geografía, UNAM. México. 188 p.

Rodríguez Gamiño, M. L., López Blanco, J. y Vela Correa, G. 2013. Indicadores ambientales biofísicos a escala detallada para la planeación territorial en Milpa Alta, Centro de México. Investigaciones Geográficas, Bol. Inst. de Geografía. 80: 21-35

SEMARNAT. 2002. Norma Oficial Mexicana NOM-021-RECNAT-2000. Estudios, muestreo y análisis. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, México. Diario Oficial de la Federación. 31 de diciembre de 2002. 73 p.

Strawn, D. G., H. L. Bohn y G. A. O'Connor. 2017. Soil chemistry. Ed. Wiley Blackwell. Oxford KU. 375 p.

USDA (United State Department of Agriculture). 2002. 1997 National Resources Inventory Summary Report. Washington, DC. Available at http://www.nrcs.usda.gov/technical/nri.

USDA. 2004. Soil Survey Laboratory Methods. Manual Soil Survey, USA.

Tapia-Varela, G. y López-Blanco, J. 2001. Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogenéticas a escala 1:100,000. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 19 (1):50-65.

WRB. (World Reference Base). 2007. Base Referencial Mundial del Recurso Suelo. Primera actualización 2007. Informes sobre Recursos Mundiales de Suelos No. 103. FAO, Roma.

6.15. Dynamics of spatially-integrated soil moisture and phenology in an early successional tropical dry forest

Díaz-Rodríguez Alondra M.[1]; Domínguez-Gómez María del Rosario[1]; Quiroz-Antunez Ulises G.[1]; Rojas-Robles N. E.[1]; Alvarez-Yépiz Juan C.[1]; Sánchez-Mejía Zulia M.[1]; Garatuza-Payan Jaime[1] y Yépez Enrico A.[1]

[1]Instituto Tecnológico de Sonora, 5 de febrero 818. Col. Centro, Cd. Obregón, 85000, Sonora, México.
Corresponding author: enrico.yepez@itson.edu.mx

Resumen

El bosque neotropical seco más norteño (BTS) ocurre en parte de la región del Monzón de Norte América en Sonora. La temporada lluviosa va desde junio tardío hasta octubre, con variaciones altas en la duración, intensidad y número de eventos de lluvia. Estas variaciones en precipitación afectan el contenido de humedad del suelo del que depende estrechamente el funcionamiento del ecosistema. Además, los cambios proyectados en los patrones de precipitación podrían amenazar las funciones del ecosistema. La determinación de la humedad del suelo y la descripción de su relación dinámica con la precipitación y fenología de la vegetación son relevantes para comprender los posibles efectos de cambios en los patrones del clima futuro. Se utilizaron registros de conteo de neutrones, precipitación (PPT) e índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) de 2016 a 2018. Los resultados indican que el año 2018 fue el más húmedo, sin embargo, una temporada más lluviosa no necesariamente eleva la humedad del suelo pues el máximo contenido volumétrico de agua (VWC) fue de 0.21 para los tres años, lo que puede estar relacionado con la escala temporal y la intercepción de la vegetación. El NDVI muestra una evolución temporal similar durante los tres años con un desfase (~17 días) entre las temporadas de lluvia y de crecimiento. Las medias de NDVI fueron 0.727(2016), 0.725(2017) y 0.693(2018). La tecnología de rayos cósmicos parece una herramienta confiable para evaluar la dinámica de la humedad del suelo en estudios ecohidrológicos en los bosques secos tropicales de sucesión temprana.

Palabras clave: *ecohidrología; detección de neutrones de rayos cósmicos; precipitación; intercepción.*

Abstract

The northmost neotropical dry forest (TDF) occurs in part of the North American Monsoon region in Sonora. The rainy season here goes from late June to October, with variations in the length of this season, and the intensity and number of rain events. These variations in precipitation affect soil moisture content on which the TDF ecosystem strongly depends. Besides, projected changes in precipitation patterns could threaten ecosystem processes and functions. Therefore, observations of soil moisture and vegetation responses are relevant to understand the possible effects of changes in future climate patterns. The aim of this research was to measure volumetric water content (VWC) using a cosmic ray neutron sensor and relate it to precipitation and the normalized difference vegetation index (NDVI) from 2016 to 2018. Our results indicate that 2016 was the driest year and 2018 the wettest. However, a rainier season does not necessarily increase soil moisture since the maximum VWC was 0.21 for the three years, which may be related to the temporal scale and vegetation interception. The NDVI shows a similar temporal evolution over the three years with a lag (~ 17 days) between the rainy seasons and the growing seasons. Mean NDVI values were 0.727 (2016), 0.725 (2017), and 0.693 (2018), with the highest values during the wet season. The cosmic ray technology to assess soil moisture dynamics seems a reliable tool for ecohydrological studies in early successional tropical dry forests.

Key words: *ecohydrology; cosmic ray neutron detection; precipitation; interception.*

Introduction

Tropical forests cover 40% of the land mass of tropical and sub-tropical zone of which tropical dry forest (TDF) covers 42% (Murphy and Lugo, 1986). TDF vegetation dynamics and functions strongly respond to changes in soil moisture and atmospheric water demand (Lawrence, 2005).

Soil moisture can be estimated at different scales with different methods, for example through the use of cosmic ray neutron detection (Zreda *et al.*, 2008, 2012). The comic ray method is based on the detection of moderate neutrons, the neutron count decreases when there is an interaction with hydrogen in the soil. This is an emerging technology to assess soil water content at ecosystem-scale (Zreda *et al*., 2008; Desilets *et al*., 2010; Zreda *et al*., 2012).

Vegetation dynamics, tightly coupled with water availability, can be studied using vegetation indexes such as the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI). NDVI is widely used to study essential ecosystem characteristics such as the fraction of photosynthetic radiation absorbed by the canopy, leaf area, gross primary productivity (Robinson *et al*., 2017), and the canopy greenness related to soil moisture availability (Sanchez-Mejia *et al*., 2014).

Soil moisture is the key variable in hydrologic processes such as evaporation, infiltration, and runoff (Schreiner-McGraw *et al*., 2016; Babaeian *et al.*, 2018). Furthermore, soil water content is one of the most important characteristics of vegetation phenology and primary productivity (Chen *et al*., 2014). Therefore, improving our knowledge of soil moisture dynamics is essential for a better understanding of ecosystem processes, and vegetation-atmosphere interactions.

Tropical dry forests in northwestern Mexico are highly fragmented landscapes that contain a mosaic of several successional stages of the vegetation. A widespread condition is early secondary stands dominated by the woody legume *Acacia cochliacantha*, often accompanied by herbaceous perennial *Desmanthus* spp. in the understory, forming dense and rapidly growing patches with unique ecohyrological dynamics (Vazquez *et al*., 2019), that may help us understand plant community reassembly after disturbance. However, according to the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2013), the effect of climate change will cause modifications in the intensity and temporal distribution of rainfall. Therefore, there are projections of major torrential events in northwestern Mexico, which could threaten the processes and functions of the TDF ecosystem.

This study aimed to determine the soil water content at the scale of several squared meters in an early successional stand (~9 years of recovery) of TDF dominated by *Acacia cochliacantha* in Alamos, Sonora, and to describe the dynamics of soil moisture, precipitation, and vegetation phenology for 2016-2018.

Materials and Methods

Study site

The research site was established in the Sierra de Álamos-Río Cuchujaqui Natural Protected Area (https://simec.conanp.gob.mx/ficha.php?anp=22&reg=2). Monitoring instruments were located in the southern hillside of the main channel of the Cuchujaqui River in El Guayabo, at an altitude of 386 masl, central coordinates are 26°59'56.51" N and 108°47'5.46" W (Figure 1).

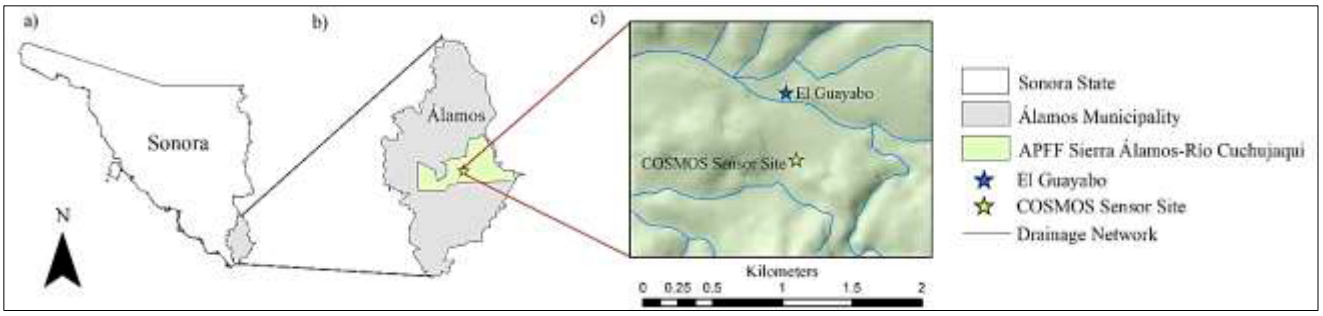

Figure 1. Location of Sonora state (a) and the Sierra de Alamos-Río Cuchujaqui Natural protected area in the municipality of Alamos (b). Study site and hydrologic network (c) are at the center of the reserve.

Data collection

Data collection took place from 2016 to 2018, with some missing periods due to energy failure or equipment maintenance. Meteorological data were collected at a one-minute interval and averaged every half hour. Precipitation (PPT) was measured with a tipping-bucket rain gauge (TE525-L, Texas Electronics Inc.); relative humidity (RH) and temperature (T) were measured with a HMP45C-L (Vaisala). All sensors were connected to a datalogger (CR3000, Campbell Scientific, Logan, Utah, USA). Volumetric water content (VWC) was calculated using a COsmic-ray Soil Moisture Observing System (COSMOS-CRS-1000, Hydroinnova LLC, Albuquerque, NM, USA), located at 1 m height, recording cumulative neutron counts at hourly intervals, and a hydraprobe (SDI-12, Stevens) installed at 12 cm depth.

Data processing

Neutron count rates (N) were normalized to a reference atmospheric pressure of 967 mb (obtained from http://cosmos.hwr.arizona.edu/Util/calculator.php) using an exponential model (Desilets and Zedra, 2003). Calibration of N_0 was done using the annual neutron count averages (N_{prom}) of COSMOS and soil moisture averages (VWC_{prom}) of the hydraprobe following equation:

$$N_o = \frac{N_{prom}}{\frac{0.0808}{VWC_{prom}+0.115}+0.372}$$

Thus, the Cosmic-ray Soil Water Content was calculated using the following equation:

$$\theta(N) = \left(\frac{0.0808}{\left(\frac{N}{N_o}\right)-0.372}-0.115\right)$$

where, $\theta(N)$ is the water content (m m^{-3} or kg kg^{-1}); N is the neutron count rate corrected for variations in atmospheric pressure, geomagnetic latitude, and water vapor in the atmosphere; N_o is the neutron count rate on dry soil under the same conditions (Desilets *et al.*, 2010).

A time series (2016-2018) of the normalized difference vegetation index (NDVI) was generated using Google Earth Engine (GEE). The collection of images from Landsat 8 OLI was used with a temporal resolution of 8 days and a spatial resolution of 30 m. The NDVI was calculated as:

$$NDVI = \frac{NIR-VIS}{NIR+VIS}$$

where, NIR is surface reflectance in the near-infrared band (band 5) and VIS is surface reflectance in the red band (band 4). Pixels with cloud cover greater than 40% were masked using the GEE simpleCloudScore function.

Results and Discussion

At this TDF the wet season is well defined from Jute to October (Álvarez-Yépiz *et al*., 2008), during this period VWC responds to precipitation input (Figure 2). However, there are differences in the duration of the season, intensity, and the number of rain events (Table 1). The driest year was 2016, with the season of 89 days long and 55 rain events of up to 45.2 mm/day. While 2017 had 71 rain events in a period of 107 days with a maximum intensity of 49 mm/day. The wettest year was 2018 with a season of 125 days and 63 events with a maximum of 184.4 mm/day (Table 1), which is consistent with the forecasts of major torrential events for the North American region (IPCC, 2013).

Table 1. Interannual comparison of precipitation (PPT), volumetric water content (VWC), and NDVI.

Parameter	2016	2017	2018
Days of the growing season (rainy season)	89 (*180-268)	107 (*183-289)	125 (*161-285)
Rainy days	55	71	63
Annual precipitation (mm)	361.5	562.1	870.3
Rain event of greatest intensity (mm/day)	45.2	49	184.4
Events less than 5 mm/day	37	43	35
Events greater than 40 mm/day	1	2	11
Days without rain	34	36	62
Maximum period interstorm in the wet season (days)	7	15	15
Average interstorm period (days)	3	3	3
Accumulated rainfall in events <5 mm / day (mm)	58.8	59.0	45.8
Proportion of accumulated rainfall in events <5mm / day with respect to total annual precipitation	16%	10%	5%
Average humidity increase with rainfall events less than 10 mm/day	1%	1%	1%
Maximum VWC/*Day	0.21/*233	0.21/*229	0.21/*263
Growing Season Days (NDVI)	104 (*198-301)	97 (*200-296)	129 (*178-306)
Average NDVI during the growing season	0.727	0.725	0.693

*Julian days.

On average, the interstorm periods during the wet season were consistent all three years, with maximum periods of 7 days for 2016 and 15 days for 2017 and 2018 (Table 1). Changes in interstorm influence the dry-down of VWC and phenology in the North America Monsoon Region (Sanchez-Mejia and Papuga, 2017).

Furthermore, tropical storms come with torrential precipitation events, such as in 2018 (Table 1), these events have strong implications for soil moisture and vegetation dynamics. During heavy rain events, the soil quickly saturates causing greater runoff and less infiltration (Figure 2). Therefore, at this TDF site rain events of more than 40 mm/day do not necessarily raise the VWC above the lower intensity events. This likely explains the similar maximum VWC for the three years (around 0.21) despite the marked differences in intensity and annual precipitation from 2016 to 2018.

On the other hand, events of less than 5 mm/day in intensity seem to have an imperceptible effect on VWC since it takes from 5 to 10 mm/day for a 1% increase in VWC. Events of less than 5 mm/day occurred 37 times in 2016, 43 times in 2017, and 35 times in 2018, which represented 16%, 10%, and 5% of the total annual precipitation, respectively (Table 1).

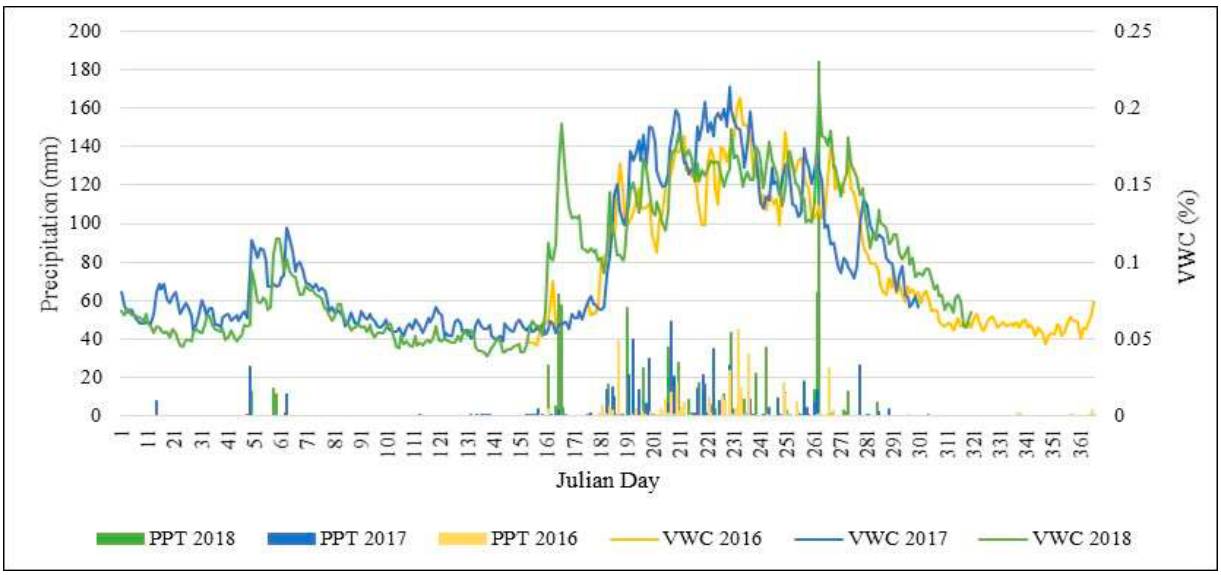

Figure 2. Yearly soil volumetric water content (VWC) and precipitation (PPT).

Soil moisture and NDVI during the three years show a similar temporal evolution for the dry and moist periods, however, there is a short lag (~ 17 days) between the rainy seasons and the growing seasons, as reported in other arid regions (Li *et al.*, 2013), which is probably related to the response of vegetation to soil moisture availability (Babaeian *et al.*, 2018) (Figure 3). The year with the highest number of days in the growing season was 2018 with 129 days, but it was also the year with the lowest NDVI (0.693). While 2016 had the highest average NDVI (0.727) and presented a growing season of 104 days. The year with the fewest days in the growing season was 2017 with 97 days and had an average NDVI of 0.725 (Table 1).

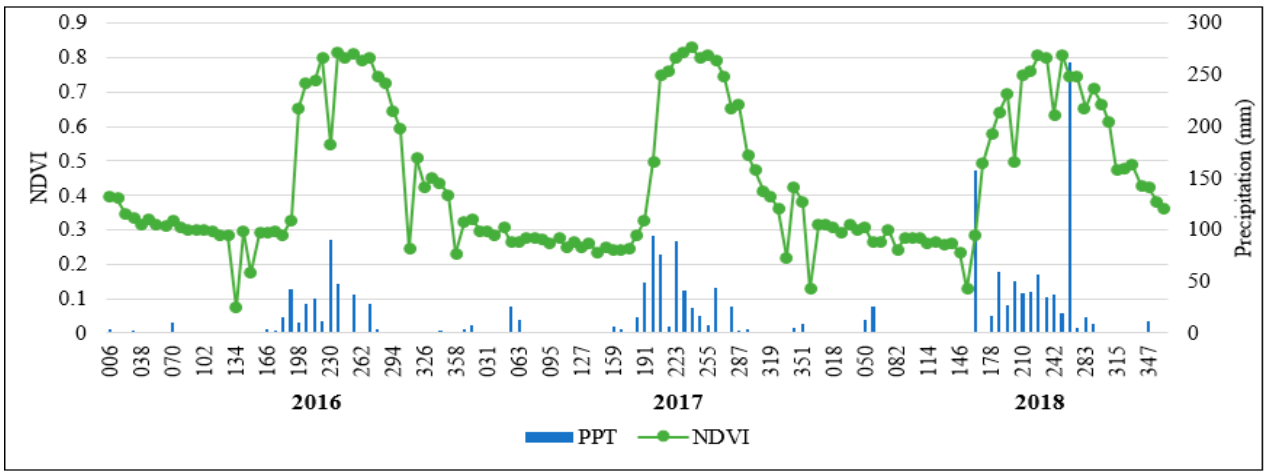

Figure 3. Yearly Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and precipitation (PPT).

From figures 2 and 3, the vegetation response via NDVI does not occur with precipitation events of less than 5 mm/day, which are observed by COSMOS. However, in this analysis, the temporal scale matters and we should consider that precipitation and VWC (COSMOS) were integrated daily while NDVI at weekly timescales. It is highly possible that the response to these events is faster on a scale of a few days (NDVI) or even hours (VWC) (Sala and Lauenroth, 1982). Also the fact that this 5 to 15% of the annual precipitation represented in rain events of less than 5 mm could be intercepted by *A. cochliacantha* and the dense understory cover by *Desmanthus* spp., which would represent a reasonable percentage of intercepted rainfall according to studies in similar systems (Tamez Ponce *et al.*, 2018).

Therefore, more robust analyses are necessary to determine the sensitivity of the COSMOS and NDVI to events of lower precipitation because they represent >55% of the precipitation events in the studied tropical dry forest ecosystem.

Conclusions

Cosmic ray technology to assess soil moisture dynamics at this early successional stand dominated by *A. cochliacantha* seems to be a reliable tool for ecohydrological studies. In addition, the phenology of the ecosystem vegetation according to the NDVI responds to precipitation pulses, especially events greater than 15 mm with a delay of 17 days. However further assessments are needed to investigate the apparently null response of soil moisture content to rainfall events of less than 5 mm.

Acknowledgements

Financial support for this research was provided by the PROFAPI-ITSON program for Academic Bodies and the CONACYT projects 36971 and 221014. We are grateful to the Nature and International Culture team and the Sierra de Álamos Río Cuchujaqui Flora and Fauna Protection Area for the permits and the access facilities to the monitoring site.

References

Álvarez-Yépiz, J. C., A. Martínez-Yrízar, A. Búrquez and C. Lindquist. 2008. Variation in vegetation structure and soil properties related to land use history of old-growth and secondary tropical dry forests in northwestern Mexico. Forest Ecology and Management 256:355-366. DOI:10.1016/j.foreco.2008.04.049.

Babaeian, E., M. Sadeghi, T. E. Franz, S. Jones and M. Tuller. 2018. Mapping soil moisture with the OPtical TRApezoid Model (OPTRAM) based on long-term MODIS observations. Remote Sensing of Environment 211:425-440. DOI:10.1016/j.rse.2018.04.029.

Chen, T. de Jeu, R. A. M. Liu, Y. Y. van der Werf, G. R. and Dolman, A. J. 2014. Using satellite based soil moisture to quantify the water driven variability in NDVI: A case study over mainland Australia. Remote Sensing of Environment 140:330-338. DOI:10.1016/j.rse.2013.08.022.

Desilets, D., M. Zreda and T. P. Ferré. 2010. Nature's neutron probe: Land surface hydrology at an elusive scale with cosmic rays. Water Resources Research, 46: W11505. DOI:10.1029/2009WR008726.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K., and New York. 1535 p.

Lawrence, D. 2005. Regional-Scale Variation in Litter Production and Seasonality in Tropical Dry Forests of Southern Mexico1. Biotropica 37(4):561-570. DOI:10.1111/j.1744-7429.2005.00073.x.

Li, F., W. Zhao and H. Liu. 2013. The response of aboveground net primary productivity of desert vegetation to rainfall pulse in the temperate desert region of northwest China. PLoS One 8(9): e73003. DOI:10.1371/journal.pone.0073003.

Murphy, P. G. and A. E. Lugo. 1986. Ecology of tropical dry forest. Annual Review of Ecology and Systematics 17(1):67-88. DOI:10.1146/annurev.es.17.110186.000435.

Robinson, N. P., B. W. Allred, M. O. Jones, A. Moreno, J. S. Kimball, D. E. Naugle, T. A. Erickson and A. D. Richardson. 2017. A dynamic Landsat derived normalized difference vegetation index (NDVI) product for the conterminous United States. Remote Sensing 9(8):863. DOI: 10.3390/rs9080863.

Sala, O. E. and Lauenroth, W. K. 1982. Small rainfall events: an ecological role in semiarid regions. Oecologia 53(3): 301-304. DOI:10.1007/BF00389004.

Sanchez-Mejia, Z. M. and S. A. Papuga. 2017. Empirical Modeling of Planetary Boundary Layer Dynamics Under Multiple Precipitation Scenarios Using a Two-Layer Soil Moisture Approach: An Example From a Semiarid Shrubland. Water Resources Research 53(11):8807-8824. DOI:10.1002/2016WR020275.

Sanchez-Mejia, Z. M., S. A. Papuga, J. B. Swetish, W. J. D. van Leeuwen, D. Szutu and K. Hartfield. 2014. Quantifying the influence of deep soil moisture on ecosystem albedo: The role of vegetation. Water Resources Research 50:4038-4053. DOI:10.1002/2013WR014150.

Schreiner-McGraw, A. P., E. R. Vivoni, G. Mascaro and T. E. Franz. 2016. Closing the water balance with cosmic-ray soil moisture measurements and assessing their relation to evapotranspiration in two semiarid watersheds. Hydrology and Earth System Sciences 20(1):329–345. DOI:10.5194/hess-20-329-2016.

Tamez-Ponce, C., I. Cantú-Silva, H. González-Rodríguez, M. I. Yáñez-Díaz and J. I. Uvalle-Sauceda. 2018. Pérdidas por intercepción en cuatro especies de matorral en el noreste de México. Revista mexicana de ciencias forestales 9(49):126-147. DOI:10.29298/rmcf.v9i49.177.

Vásquez-Martínez, A. S., G. López-Castro, J. Garatuza-Payan, J. C. Álvarez-Yépiz, Z. M. Sánchez-Mejía and E. A. Yépez. 2019. Dinámica de crecimiento y captura de carbono de *Acacia cochliacantha* en la sucesión secundaria temprana del bosque tropical seco de Sonora. pp. 126-131. *In:* Paz, F., A. Velázquez and M. Rojo (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2019. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Centro Nayarita de Innovación y Transferencia de Tecnología, Universidad Autónoma de Nayarit, Consejo de Ciencia y Tecnología del Estado de Nayarit y Stanford UniversityMéxico Economía Limpia 2050-USAID. Texcoco, Estado de México, México. ISBN en trámite. 544 p.

Zreda, M., D. Desilets, T. P. A. Ferre and R. L. Scott. 2008. Measuring soil moisture content non-invasively at intermediate spatial scale using cosmic-ray neutrons, Geophysical Research Letters 35: L21402. DOI:10.1029/2008GL035655.

Zreda, M., W. J. Shuttleworth, X. Zeng, C. Zweck, D. Desilets, T. Franz and R. Rosolem. 2012. COSMOS: the cosmic-ray soil moisture observing system. Hydrology & Earth System Sciences 16:4079-4099. DOI:10.5194/hess-16-4079-2012.

6.16. Estimación de indicadores de Productividad Primaria en ecosistemas semiáridos: trasladando modelos locales a la extensión de los ecosistemas

Coronel-Enríquez Claudia[1]; Madrigal-Gómez José Manuel[2]; Alcudia-Aguilar Alejandro[3]; Rojas-Robles Nidia E.[4]; Méndez-Barroso Luis[4]; Yépez Enrico[4] y Garatuza-Payán Jaime[4]

[1]Instituto de Investigaciones Sociales Dr. José María Luis Mora. LSIG-C. Poussin 45, San Juan Mixcoac, CP Benito Juárez, CDMX.
[2]Centro de Investigación en Ciencias de Información Geoespacial. AC. Tlalpan, CP 14240, CDMX, México
[3]Centro del Cambio Global y la Sustentabilidad A.C.
[4]Departamento de Ciencias del Agua y Medio Ambiente, Instituto Tecnológico de Sonora, 5 de Febrero 818 Sur, Centro, 85000, Ciudad Obregón, Sonora, México.
Autor para correspondencia: ccoronel@institutomora.edu.mx

Resumen

La cuantificación y mapeo de la oferta y la demanda de los servicios ecosistémicos es esencial para el monitoreo continuo de dichos servicios para poyar la toma de decisiones frente a los efectos del cambio global. El mapeo de los servicios ecosistémicos espacialmente explícito y en toda el área basado en extensos estudios del terreno está restringido a escalas locales y limitado debido a los altos costos. Por el contrario, la teledetección proporciona datos fiables para cuantificar y cartografiar los servicios del ecosistema a costos comparativamente bajos y con la opción de realizar observaciones rápidas, frecuentes y continuas para el seguimiento. El objetivo de este documento fue el desarrollo de un método de extrapolación lineal multiescalar que permita el monitoreo de la Productividad Primaria Neta (PPN), en áreas no muestreadas a una extensión mayor de 1 km^2. Se obtuvieron estimaciones de PPN y calor latente para 3 tres diferentes ecosistemas semiáridos al noroeste de México, en áreas ambientalmente homogéneas y representativas de los ecosistemas. Se emplearon datos de índices de vegetación NDVI y EVI y datos de flujos ecosistémicos registrados por torres de covarianza de vórtices en sitios representativos de Bosque de Encino, Matorral Subtropical y Bosque Tropical Seco. La metodología probó su utilidad para generar estimaciones precisas y exactas de PPN y calor latente, lo cual representa un avance en la representación de estos flujos y con potenciales aplicaciones para el monitoreo continuo de procesos ecosistémicos.

Palabras clave: *índices de vegetación; NDVI; flujos ecosistémicos.*

Abstract

The quantification and mapping of the supply and demand of ecosystem services is essential for the continuous monitoring of these services to support decision-making in the face of the effects of global change. Spatially explicit and area-wide mapping of ecosystem services based on extensive terrain surveys is restricted to local scales and limited due to high costs. In contrast, remote sensing provides reliable data to quantify and map ecosystem services at comparatively low costs and with the option of rapid, frequent, and continuous observations for monitoring. The objective of this document was the development of a multiscale linear extrapolation method that allows the monitoring of the Net Primary Productivity (NPP), in unsampled areas to an extension greater than 1 km^2. Estimates of NPP and latent heat were obtained for 3 three different semi-arid ecosystems in northwestern Mexico, in environmentally homogeneous areas representative of the ecosystems. NDVI and EVI vegetation index data and ecosystem flow data recorded by vortex covariance towers in representative sites of Oak Forest, Subtropical Scrub and Tropical Dry Forest were used. The methodology proved its usefulness to generate precise and exact estimates of NPP and latent heat, which represents an advance in the representation of these flows and with potential applications for the continuous monitoring of ecosystem processes.

Key words: *vegetation index; NDVI; ecosystem fluxes.*

Introducción

La productividad primaria neta (PPN) de los ecosistemas se ha monitoreado a partir del uso de índices de vegetación (IV) desde hace al menos 10 años (Boken *et al.,* 2010; Kennedy *et al.,* 2009; Yin *et al.,* 2015). Entre los IV más importantes se encuentra el NDVI (por sus siglas en inglés, Normalized Difference Vegetation Index) y el EVI (Enhanced Vegetation Index), que se emplean rutinariamente para el seguimiento fenológico en diversos cultivos y coberturas vegetales (Zhang *et al.,* 2019).

El uso de datos de índices para ajustar modelos locales de estimación de PPN o de calor latente (LE), con los valores observados de flujos ecosistémicos, está poco documentado en la literatura. Esto se debe a que hay pocos estudios en donde los ecosistemas son observados con sensores que miden los flujos ecosistémicos a escala local (1 km^2) y escasas metodologías que propongan una estimación a través de escalas, empleando integración de datos (Andrew *et al*., 2014; Ayanu *et al*., 2012; Vargas *et al.,* 2019). Para avanzar en la integración de datos sobre flujos ecosistémicos, con información de índices de vegetación obtenidos con percepción remota, se propone una metodología de extrapolación lineal para la estimación de la PPN o de LE a la extensión de los ecosistemas observados. El método implica un enfoque multiescalar lineal debido a que se cambia la extensión original del modelo de 1 km^2 a toda el área de extrapolación.

La extrapolación lineal o extrapolación por cambio en la extensión de un modelo, implica estimar una variable sobre una superficie que es homogénea ambientalmente, cuyo comportamiento sea similar al área de influencia observada por torres de covarianza de vórtices (King, 1991). La resolución del modelo debe incorporar de forma adecuada el comportamiento de procesos conductores que influyen en la PPN o LE, a la escala local. Las variables limitantes se asumen estacionarias o ambientalmente homogéneas.

En el presente estudio se aplica el método de extrapolación lineal en tres ecosistemas semiáridos al noroeste de México: Bosque de encino, Matorral subtropical y Bosque Tropical seco. El objetivo, mostrar el potencial de estos métodos de integración de datos por inversión de modelos, para cubrir los requerimientos de monitoreo en áreas no muestreadas.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El área de estudio comprende superficies representativas de tres ecosistemas en zonas semiáridas, en el Estado de Sonora, México: Bosque de Encino (BE), Matorral Subtropical (MT) y Bosque Tropical Seco (BTS). Para cada uno de los ecosistemas se localizó una torre de covarianza de vórtices. Para el ecosistema BTS, la torre de covarianza de vórtices se encontró en las coordenadas 27°00'23.4'N, 108°47'11.1W en un bosque secundario, en el municipio de Álamos, a una altitud media de 360 m.s.n.m. Este sitio se encuentra en la cuenca del río Cuchujaquí. En el sitio MT se le ubicó al norte, a los 29°44'43.3"N, 110°31'55.9W, en el municipio de Rayón, a una altitud de 632 m.s.n.m. En el municipio de Opodepe sobre la sierra denominada Los locos, en el sitio del BE, se encontró a los 29°58'25.4"N y 110°28'17.8W, a una altitud media de 1300 m.s.n.m. Los dos últimos sitios se encuentran en la cuenca del río San Miguel (Figura 1)

Metodología

Para cada ecosistema, se obtuvieron datos de flujos ecosistémicos como PPN, LE y calor sensible (H), variables meteorológicas como precipitación y temperatura del aire. Estas variables y otras auxiliares

fueron medidas con sistemas que emplean el método de covarianza de vórtices ubicados en torres. Se obtuvieron compuestos de 16 días de productos MODIS de los índices EVI y NDVI con resolución de 250 m en la extensión de las cuencas donde se encuentran los sitios de observación.

Se utilizó la extrapolación espacial para generalizar una asociación de variables, en una extensión de área donde los supuestos del modelo probado a nivel local aún son válidos. Existen diversos criterios que deben ser considerados para generalizar un modelo: a) la relación entre las variables debe conservarse en toda el área, es decir los coeficientes, las variables y los operadores son los mismos que los del modelo local, b) la resolución o grano del modelo no cambia o se mantiene en un rango donde la representación agregada de una variable es un promedio simple de sus valores locales, c) derivado de lo anterior, cualquier heterogeneidad ambiental o gradiente representa una restricción a la generalización del modelo local. En la asociación se expresa la siguiente ecuación:

$$\text{Índice de vegetación} \sim \text{PPN ó LE} \quad (1)$$

Consideraciones en el uso de la ecuación

La cobertura de vegetación o el área foliar son variables conductoras, sin embargo hay otras variables que son relevantes en el comportamiento de PPN o LE por ejemplo, la composición de especies es determinante en lo que respecta al tipo de cobertura y al índice de área foliar, aún ante coberturas de vegetación similares, la fenología de la vegetación durante los eventos estacionales del ciclo de la vida influyen en el clico de carbono y en el intercambio de agua y energía entre la tierra y la atmósfera (Jones *et al.,* 2011), por ello, la extensión de una comunidad vegetal, así como su estado de sucesión representan una restricción a la generalización del modelo representado en la ecuación. Otras variables que pueden introducir gradientes o heterogeneidad local están relacionadas con el relieve (Vivoni *et al.,* 2014). El terreno introduce variación en lo que respecta a la circulación del viento, incrementa la rugosidad de superficie y con ello afecta el balance energético; el diferencial de altitud o pendiente del terreno es una componente local del relieve que debe presentar un comportamiento estacionario en el área a generalizar. Asociado a este componente se tiene la exposición de laderas que afecta ambos, la radiación disponible y la exposición al viento y su arrastre (Toure *et al.,* 2015). Los gradientes de composición de especies, sucesión y las componentes del terreno mencionadas, se consideraron para generar un área de extrapolación de la ecuación, aplicada a cada comunidad vegetal, BE, MT y BTS, respectivamente.

Resultados y Discusión

Ecuaciones para la estimación de PPN o LE a partir de índices de vegetación a escala local

La regla general de los métodos de generalización dicta que los modelos lineales pueden ser generalizables, aun aplicando métodos de integración o evaluando la integral del modelo local. Las ecuaciones para las tres comunidades fueron lineales.

En el Cuadro 1 se muestran las ecuaciones lineales ajustadas para el cálculo de productividad o el indicador LE a partir de índices de vegetación. Se realizaron otros ajustes con diversos índices, pero aquí se muestran los mejores ajustes para cada ecosistema. Lo más sobresaliente es que el índice mejorado EVI resultó más adecuado para comunidades vegetales con arreglo en parches, lo cual es referido en diversos trabajos (Gerstmann *et al*., 2010; Sjöström *et al*., 2011). Dado que la magnitud de los flujos de carbono se expresa con signo negativo cuando estamos ante un ecosistema que se comporta como sumidero, la asociación entre el índice y la productividad es de sentido inverso. LE expresa el uso de agua asociado a la evapotranspiración por lo que la asociación entre el índice y LE resulta ser directamente proporcional.

Cuadro 1. Ecuaciones para la estimación de PPN o LE a partir de índices de vegetación.

Variable dependiente-ecosistema	Ecuación	R^2	P	N
PPN-BE	PPN = -0.0678*ndvi + 1.9442	0.83	0.01	15
LE-MT	LE = 5.0665*evi - 57.471	0.88	0.01	8
LE-BTS	LE = 3.5284*evi - 21.182	0.71	0.01	14

R^2: coeficiente de determinación ajustado; N: número de compuestos o periodos en el año; P > F: significancia.

Extrapolación en zonas ambientalmente homogéneas

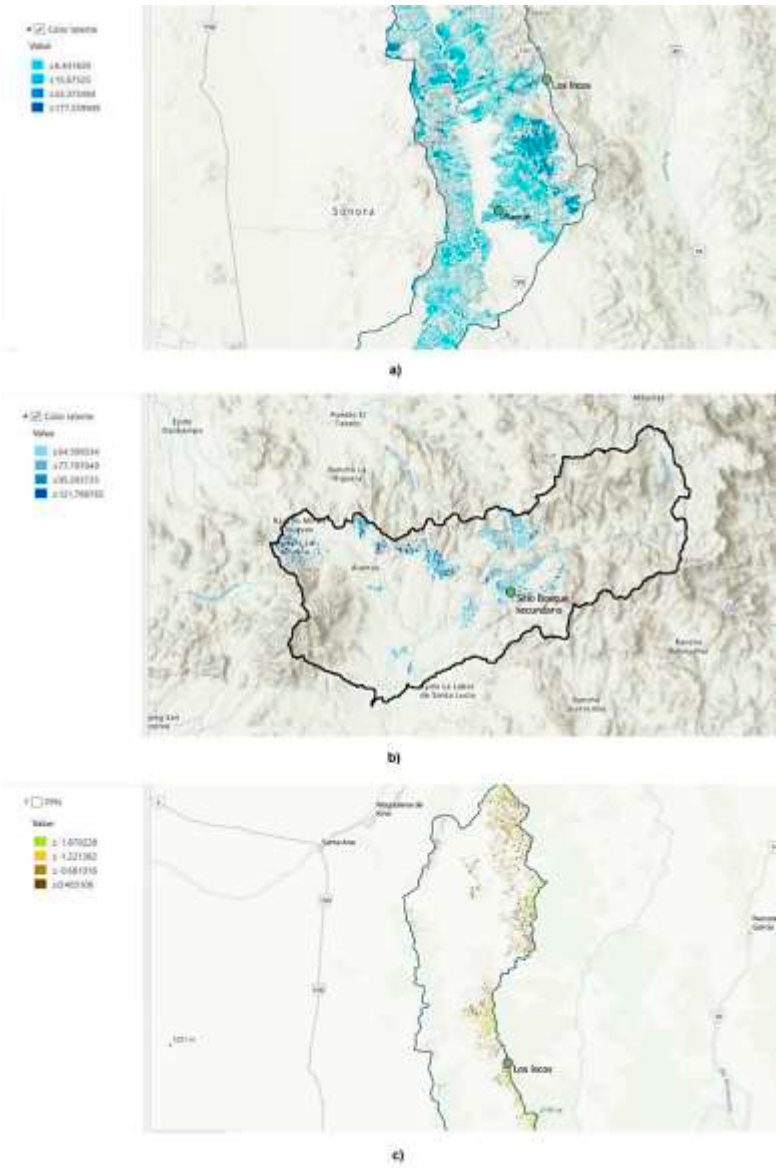

Figura 1. Estimaciones por extrapolación lineal de PPN o LE en tres ecosistemas. a) LE en wm^2/s para MT en Rayón, b) LE en wm^2/s para BTS en la cuenca del río Cuchujaquí y c) PPN en µmol/s m^2 para BE en Opodepe.

En la Figura 1 se muestran los mapas de las estimaciones para los diferentes indicadores de productividad de los ecosistemas analizados, en la Figura 1.a se muestra la estimación de LE para las áreas ambientalmente similares al ecosistema MT ubicado en el municipio de Rayón. Se ha reportado que este ecosistema es el de mayor distribución en la cuenca de San Miguel (Mendez-Barroso *et al.*, 2009). En comparación con los otros dos ecosistemas se logró extrapolar a un área más amplia, el

ecosistema con menor representación resultó ser BTS (Figura 1.b). Este ecosistema presentó un mosaico muy heterogéneo producido por diferentes estados de sucesión los datos de la serie VI de uso de suelo y vegetación de INEGI

Tanto MS como BTS presentan una estrategia de uso de agua dominada por la transpiración con especies dominantes de raíces someras, con ello aprovechan al máximo la disponibilidad de agua (Rojas *et al.*, 2020). Así lo muestran los valores de LE para cada ecosistema, no obstante que para MS se obtuvo una estimación a inicio de la temporada de lluvias (mayo de 2017). En la Figura 1.c se muestra la estimación de PPN para BE, el cual muestra una distribución restringida a las zonas altas de la cuenca san Miguel y con un gradiente local importante respecto de la exposición de laderas. Se resalta el papel BE como sumidero de C en la mayoría de la superficie extrapolada.

La extrapolación lineal o traslación de modelos implica que: el valor esperado de la estimación del modelo local, evaluado en un área, sea igual a la estimación obtenida evaluando el modelo local con los valores esperados de las variables en el área de estudio. La generalización es válida en tanto no se incorporen variables que transforman la función local a una expresión a otra escala de observación, ya sea modificando la forma de la relación (ej. Lineal a no lineal) o que impliquen gradientes ambientales.

El área observada por las torres de covarianza de vórtices no incluye los efectos de estructuras del relieve como valles o cimas. Se sabe que estos elementos morfológicos mayores, introducen nuevas variables conductoras y diferencias en las formas funcionales del modelo y de variables conductoras de la productividad primaria como la precipitación (Kustas *et al*., 1994). Por ello se extrapolaron los modelos sólo dentro de las cuencas observadas por las torres. La presencia de cuerpos de agua, arroyos o superficies agrícolas irrigadas es un gradiente ambiental no considerado en el transporte local de energía y agua en los sitios monitoreados (Blyth *et al*., 1993)

Conclusiones

Se presenta una metodología replicable para estimar diversos indicadores hidro ecológicos como PPN y LE, en áreas no observadas por torres de covarianza de vórtices. Tiene un potencial relevante para el monitoreo de estas variables a la extensión del ecosistema. La heterogeneidad de los paisajes manejados representa una restricción importante a esta metodología, sin embargo, provee recursos de información que no ofrecen ninguna de las fuentes de datos por sí solas, especialmente en términos de representación y en el error de estimación.

Literatura citada

Andrew, M. E., M. A. Wulder and T. A. Nelson. 2014. Potential contributions of remote sensing to ecosystem service assessments. Progress in Physical Geography: Earth and Environment 38: 328–353 DOI: 10.1177/0309133314528942

Ayanu, Y. Z., C. Conrad, T. Nauss, M. Wegmann and T. Koellner. 2012. Quantifying and mapping ecosystem services supplies and demands: A review of remote sensing applications. Environmental Science and Technology 46: 8529–8541 DOI: 10.1021/es300157u

Blyth, E., Dolman, A. y Wood, N. 1993. Effective resistance to sensible and latent heat flux in heterogeneous terrain, Q. J. R. Metereol. Soc. 119, 423-442

Boken, V. K., G. L. Easson and J. Rowland. 2010. Vegetation monitoring for Guatemala: a comparison between simulated VIIRS and MODIS satellite data. Geocarto International 25: 617–627 DOI: 10.1080/10106049.2010.519786

Gerstmann, C., M. Miranda and A. Condal. 2010. Description of space-time variability of the potential productivity of Acacia caven espinales based on MODIS images and the Enhanced Vegetation Index (EVI). Ciencia e Investigación Agraria 37: 63-71

Jones, M. O., L. A. Jones, J. S. Kimball and K. C. McDonald. 2011. Satellite passive microwave remote sensing for monitoring global land surface phenology. Remote Sensing of Environment 115: 1102–1114 DOI: 10.1016/j.rse.2010.12.015

Kennedy, R. E., P. A. Townsend, J. E. Gross, W. B. Cohen, P. Bolstad, Y. Q. Wang and P. Adams. 2009. Remote sensing change detection tools for natural resource managers: Understanding concepts and tradeoffs in the design of landscape monitoring projects. Remote Sensing of Environment 113:1382–1396 DOI: 10.1016/j.rse.2008.07.018

King, A. 1991. Translating models across scales in the landscape. pp. 479-517. En Turner, M. y Gardner, R. (Eds.), Quantitative Methods in Landscape Ecology. Springer- Verlag, New York.

Kustas, W., Blanford, J., Stannard, D., Daughtry, S., Nichols, W. y Weltz, M. 1994. Local energy flux estimates for unstable conditionsusing variance data in semiarid rangelands. Water Resources Research 30:5, 1351-1361.

Méndez-Barroso, L. y Vivoni, E., Watts, C. y Rodríguez, J. 2009. Seasonal and interannual relations between precipitation, surface soil moisture and vegetation dynamics in the North American monsoon region, J. Hydrol, 377:59-70.

Menenti, M., Ritchie, J., Humes, K., Parry, R., Pachepsky, Y., Gimenez, D. y Leguizamon, S., 1996. Estimation of aerodynamic roughness at various spatial scales. pp. 39-58. En: Scaling up in hydrology using remote sensing. Stewart, J., Engman, E., Feddes, R. y Kerr, Y. 39-58, Wiley, Chichester.

Sjöström, M., J. Ardö, A. Arneth, N. Boulain, B. Cappelaere, L. Eklundh, A. de Grandcourt, W.L. Kutsch, L. Merbold, Y. Nouvellon, R.J. Scholes, P. Schubert, J. Seaquist, E. M.Veenendaal. 2011. Exploring the potential of MODIS EVI for modeling gross primary production across African ecosystems. Remote Sensing of Environment, 115: 1081–1089 DOI: 10.1016/j.rse.2010.12.013

Smith, W., Dannenberga, M., Yan, D., Herrmann, S., Barnes, M., Barron-Gafford, G., Biederman, J., Ferrenberg, S., Fox, A., Hudson, A., Knowles, J., MacBean, N., Moore, D., Nagler, P., Reed, S., Rutherford, W., Scott, R., Wang, X and Yang, J. 2019. Remote sensing of dryland ecosystem structure and function: Progress, challenges, and opportunities. Remote Sensing of Environment 233:1-23

Toure, D., Ge, ji wen, and Zhou, J. wei. 2015. Interactions between soil characteristics, environmental factors, and plant species abundance: A case study in the karst mountains of Longhushan Nature Reserve, southwest China. Journal of Mountain Science, 12: 943–960 DOI: 10.1007/s11629-014-3053-x

Vargas, L., L. Willemen and L. Hein. 2019. Assessing the Capacity of Ecosystems to Supply Ecosystem Services Using Remote Sensing and An Ecosystem Accounting Approach. Environmental Management 63: 1–15 DOI: 10.1007/s00267-018-1110-x

Vivoni, E. R., A. Rango, C. A. Anderson, N. A. Pierini, A. P. Schreiner-McGraw, S. Saripalli, and A. S. Laliberte. 2014. Ecohydrology with unmanned aerial vehicles. Ecosphere 5(10):130. http://dx.doi.org/10.1890/ES14-00217.

Yin, D., Li, X., Y. Huang, Y. Si and R. Bai. 2015. Identifying Vegetation Dynamics and Sensitivities in Response to Water Resources Management in the Heihe River Basin in China. Advances in Meteorology 2015: 1–12 DOI: 10.1155/2015/861928

Zhang, Y., F. Ling, G. M. Foody, Y. Ge, D. S. Boyd, X. Li, Y. Du, P. M. Atkinson. 2019. Mapping annual forest cover by fusing PALSAR/PALSAR-2 and MODIS NDVI during 2007–2016. Remote Sensing of Environment 224: 74–91. DOI: 10.1016/j.rse.2019.01.038

6.17. Fertilidad de los suelos cafetaleros bajo sombra de la Sierra Madre de Chiapas, México

Velázquez-Rodríguez Alma S.[1] y Paz-Pellat Fernando[2]

[1]Facultad de Ciencias. Campus El Cerrillo, Universidad Autónoma del Estado de México, Toluca, Estado de México.
[2]GRENASER, Campus Montecillo, Colegio de Postgraduados, Montecillo, Estado de México.
Autor para correspondencia: almaver22@uaemex.mx

Resumen

Los suelos cafetaleros son uno de los factores críticos en la productividad de este cultivo. En la campaña del Programa Mexicano del Carbono para conservar la sombra de los cafetales de la Sierra Madre de Chiapas, se realizaron 233 sitios de muestreo de suelos (0-30 cm) para realizar un análisis básico de fertilidad y revisar la existencia de restricciones. Las variables que se analizaron fueron textura del suelo, conductividad eléctrica, materia orgánica, pH, fósforo, potasio y nitrógeno inorgánico. Para la evaluación de la fertilidad, se estableció un semáforo de restricciones: verde, amarillo y rojo, en cada sitio con cafetales. Los resultados muestran que, en lo general, las restricciones en la fertilidad de los suelos cafetaleros son mínimas, producto de los disturbios experimentados en la estructura de la selva o bosque, así como a la extracción selectiva de nutrimentos, por algunos cultivos asociados al cafetal. El contenido de carbono orgánico del suelo en cafetales de la Sierra Madre de Chiapas, asemeja las condiciones de bosques y selvas maduras.

Palabras clave: *análisis básico de fertilidad; semáforo de restricciones; materia y carbono orgánico; productividad; cafetales.*

Abstract

Coffee soils are one of the critical factors in the productivity of this crop. In the campaign of the Mexican Carbon Program to conserve the shade of the coffee plantations of the Sierra Madre de Chiapas, 233 soil sampling sites (0-30 cm) were carried out to carry out a basic fertility analysis and review the existence of restrictions. The variables analyzed were soil texture, electrical conductivity, organic matter, pH, phosphorus, potassium, and inorganic nitrogen. For the evaluation of fertility, a traffic light of restrictions was established: green, yellow and red, in each site with coffee plantations. The results show that, in general, the restrictions on the fertility of coffee-growing soils are minimal, as a result of the disturbances experienced in the structure of the forest or forest, as well as the selective extraction of nutrients, by some crops associated with the coffee plantation. The organic carbon content of the soil in coffee plantations of the Sierra Madre de Chiapas, resembles the conditions of forests and mature forests.

Key words: *basic fertility analysis; traffic light of restrictions; organic matter and carbon; productivity; coffee plantations.*

Introducción

El carbono orgánico de los suelos cafetaleros es un almacén importante, que además de contribuir a la reducción de emisiones de gases efecto invernadero, constituye un factor crítico asociado a la fertilidad de los suelos, ya que representa hasta el 58% de la materia orgánica (MO) en el mismo (Padilla *et al*., 2012). Un suelo fértil tiene asociada una cantidad adecuada de MO, lo que conlleva un contenido importante de carbono orgánico.

En 1999, Moguel y Toledo, analizaron la fertilidad de los suelos de los diferentes tipos de cafetales en la Sierra Madre de Chiapas. Sin embargo, en los últimos años, el Programa Mexicano del Carbono (PMC) ha centrado sus esfuerzos en los cafetales bajo sombra, (http://pmcarbono.org/pmc/proyectos/REDD_para_Salvar_la_Sombra_Sierra_Madre_Chiapas.php), en el contexto de la epidemia de la roya del cafeto (*Hemileia vastatrix*) que se presentó recientemente (Libert-Amico y Paz-Pellat, 2018).

Como es conocido, el almacén del carbono orgánico de los suelos (COS) es muy importante en relación al resto de los almacenes (Salas-Aguilar *et al*., 2018), ya que ocupa el primer lugar en la mayoría de los ecosistemas, con valores iguales o superiores al de biomasa aérea. En el caso particular de los cafetales, el COS es condicionante de la fertilidad y productividad de los cafetos (Escamilla, 2007), especialmente en condiciones de cultivo bajo sombra.

En el presente trabajo se presentan los resultados de una campaña realizada para caracterizar la fertilidad de los suelos de los cafetales con diferentes tipos de sombra, en la Sierra Madre de Chiapas, con el fin de determinar si existen limitaciones importantes que condicionen la productividad de los cafetales, además de cuantificar el carbono orgánico del almacén suelo.

Materiales y Métodos

Área de estudio y sitios de muestreo

La Figura 1 muestra los sitios de muestreo, cafetales y otros tipos de vegetación, en la región de la Sierra Madre de Chiapas. Los muestreos se realizaron en sitios de estudio previamente establecidos para estimar almacenes de carbono (PMC, 2016a) y sitios de control de la roya del SENASICA (PMC, 2016b), con metodologías específicas de caracterización y colecta en campo, adecuadas a los objetivos de cada estudio. En total se muestrearon 233 sitios.

La colecta de muestras de suelo se hizo mediante el uso de barrenas cilíndricas (nucleadores), hasta la profundidad de 30 cm. Se tomaron varias muestras en cada sitio y estas se mezclaron para obtener una muestra compuesta, representativa (PMC, 2016 a y b). Las determinaciones analíticas para el estudio básico de fertilidad se realizaron en el Laboratorio de Fertilidad de Suelos del Colegio de Postgraduados, bajo metodologías estandarizadas.

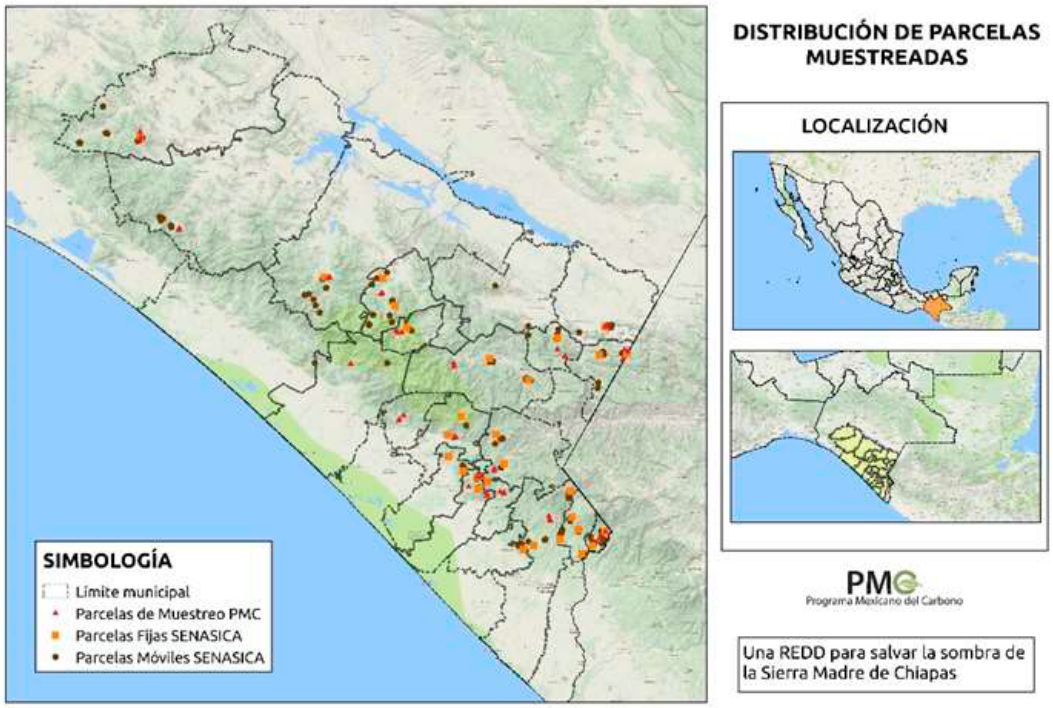

Figura 1. Localización geográfica de los sitios de muestreo de suelos en la Sierra Madre de Chiapas.

Metodología

Para el análisis de los resultados de fertilidad de los suelos se utilizó un semáforo de colores, en el que el color verde representa a los suelos con un estado óptimo de la variable evaluada; el amarillo (blanco en las figuras mostradas más adelante) corresponde a los suelos sin restricciones aparentes y, el rojo, indica la presencia de restricciones. Cabe destacar que el color amarillo incluye condiciones como problemas en la calidad de los granos o rasgos organolépticos desfavorables en taza (Escamilla, 2007).

El análisis básico de fertilidad incluyó textura del suelo, conductividad eléctrica, pH, materia orgánica, fósforo, potasio y nitrógeno inorgánico (NH_3^+, NH_4).

Aun cuando, dependiendo del autor (INMECAFÉ-NESTLÉ, 1990; López 2000; Geissert *et al*., 2013), existen diferentes intervalos para los valores de las variables medidas para caracterizar la fertilidad de los suelos, los análisis se asociaron al semáforo como se muestra a continuación:

- pH (en agua)
  - Verde: 5.5 - 6.5
  - Amarillo: 4.5 - 5.5 y 6.5 - 7.8
  - Rojo: < 4.5 y > 7.8
- MO (%)
  - Verde: > 7.0
  - Amarillo: 3 - 7
  - Rojo: < 3
- P (ppm)
  - Verde: 13 - 40
  - Amarillo: 6 -13 y > 40
  - Rojo: < 6
- K (ppm)

  - Verde: 110 - 156
  - Amarillo: > 156
  - Rojo: < 110
- N Inorgánico (ppm)
  - Verde: > 50
  - Amarillo: 20 – 50
  - Rojo: < 20

La conductividad eléctrica no se discute, dado que los valores obtenidos fueron muy bajos y no presentan problemas para los cafetos.

Resultados y Discusión

El pH de los suelos cafetaleros se muestra en la Figura 2. Como se puede observar, el 52.5% de los suelos están en semáforo verde, 45.2% en amarillo y sólo un 2.3% en rojo. En general, los suelos no presentan restricciones asociadas con el pH del suelo.

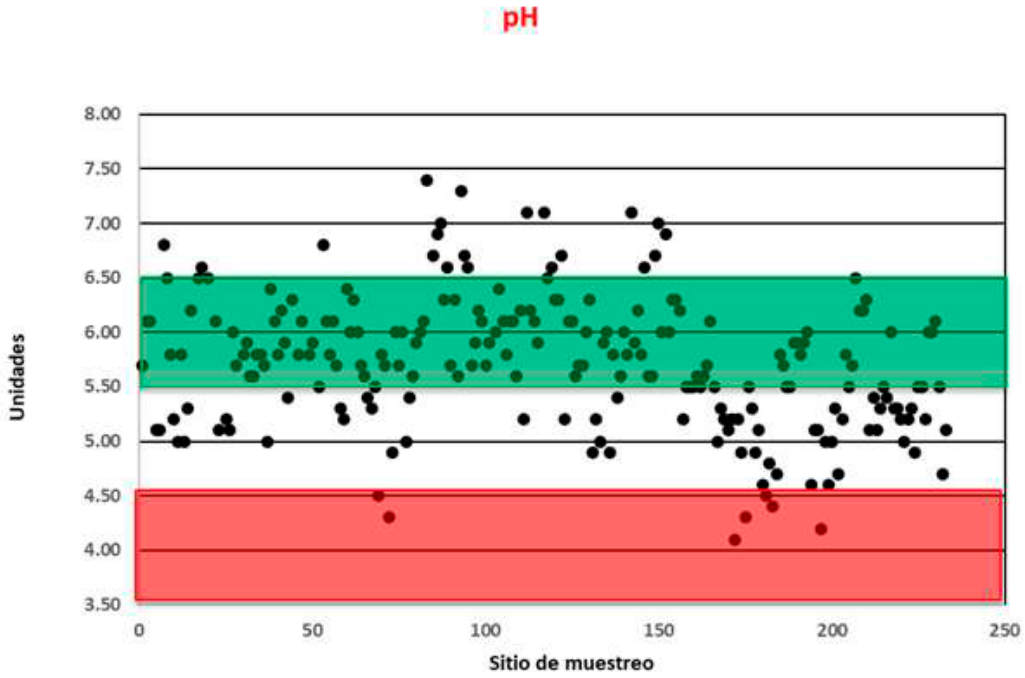

Figura 2. Semáforo de los sitios de muestreo para el pH del suelo.

Con respecto al contenido de materia orgánica (Figura 3), el 32.6% de los suelos se encuentra en semáforo verde, el 53.4% en amarillo y el 14.0% en rojo. En lo general, los valores altos de MO se presentan en los sitios asociados a selvas altas con poca perturbación y, los bajos, a cultivos de establecimiento reciente en los que se eliminó la vegetación original y/o la sombra.

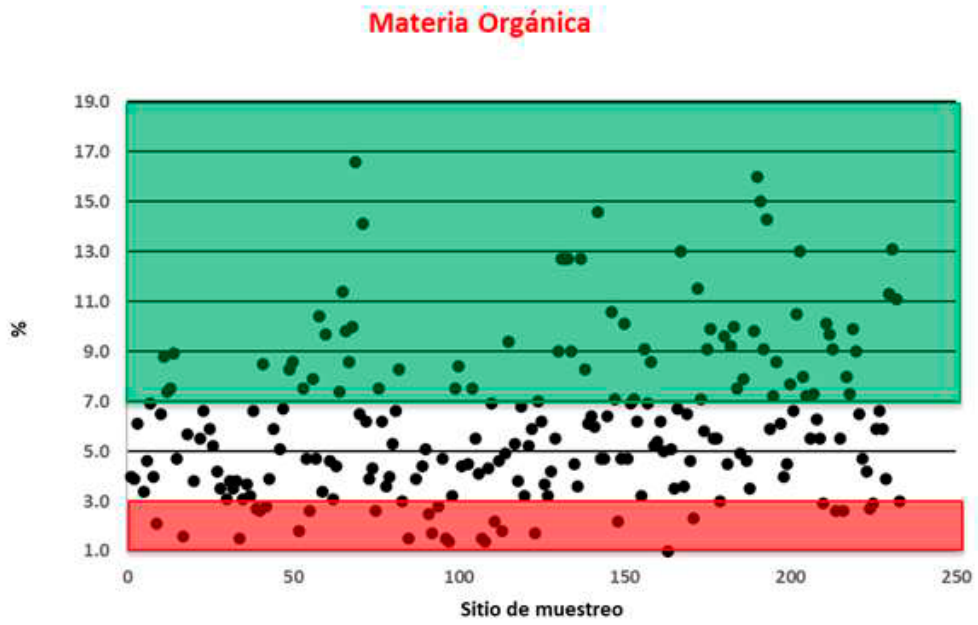

Figura 3. Semáforo de los sitios de muestreo para la materia orgánica del suelo.

En el caso del fósforo, la Figura 4 muestra los resultados obtenidos, en donde el 29.9% está en semáforo verde, el 57.4% en amarillo y el 12.7% en rojo. No se detectaron problemas de fertilidad asociados al fósforo.

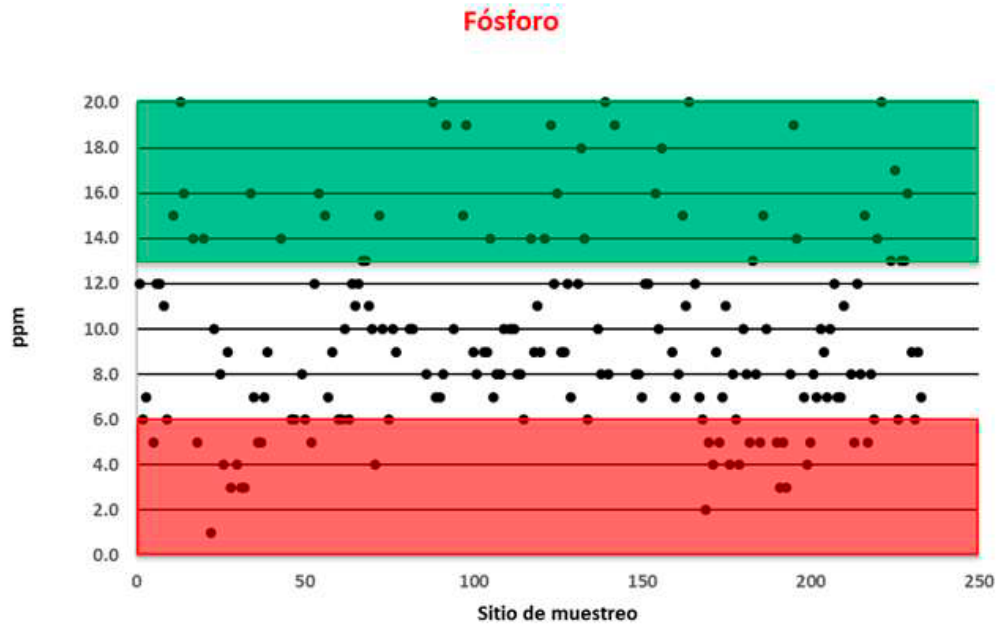

Figura 4. Semáforo de los sitios de muestreo para el fósforo en el suelo.

La Figura 5 muestra los resultados obtenidos para el potasio, en donde el 18.6% está en semáforo verde, el 53.3% en amarillo y, el 28.1% en rojo. A partir de las observaciones en campo y pláticas con los productores, la deficiencia de potasio en algunos suelos se atribuye a la presencia de plantas silvestres y cultivos de plátano (asociados o previos al cafetal), ya que se trata de un cultivo que se caracterizan por

una extracción significativa de este elemento. Al eliminar este factor, la restricción nutrimental puede eliminarse.

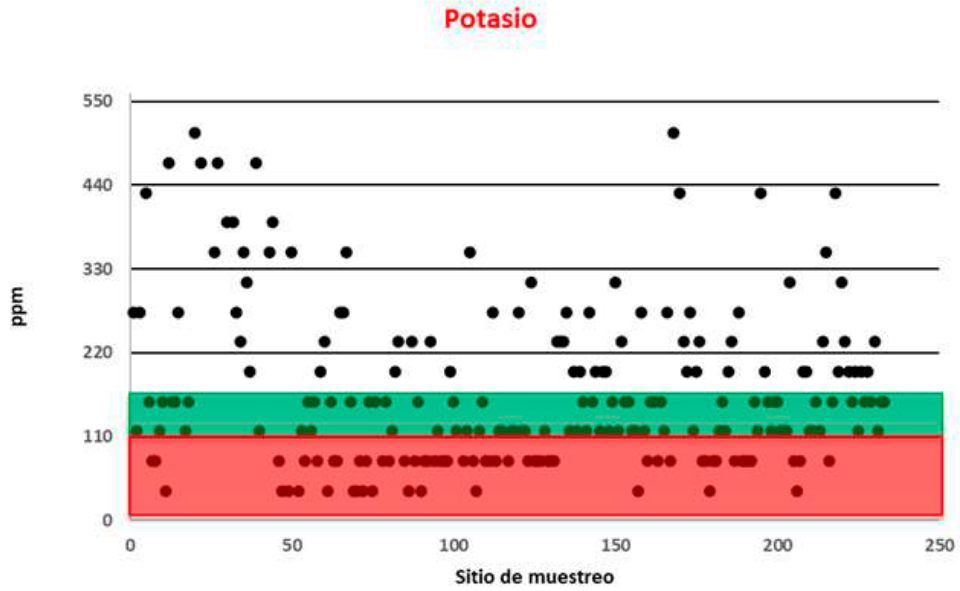

Figura 5. Semáforo de los sitios de muestreo para el potasio en el suelo.

Finalmente, en la Figura 6 se muestran los resultados obtenidos para el nitrógeno inorgánico, en donde el 25.3% de los suelos se encuentran en semáforo verde y el 74.7% en amarillo, sin que se presenten casos en rojo. No se presentan deficiencias por nitrógeno inorgánico en los suelos cafetaleros de la Sierra Madre de Chiapas.

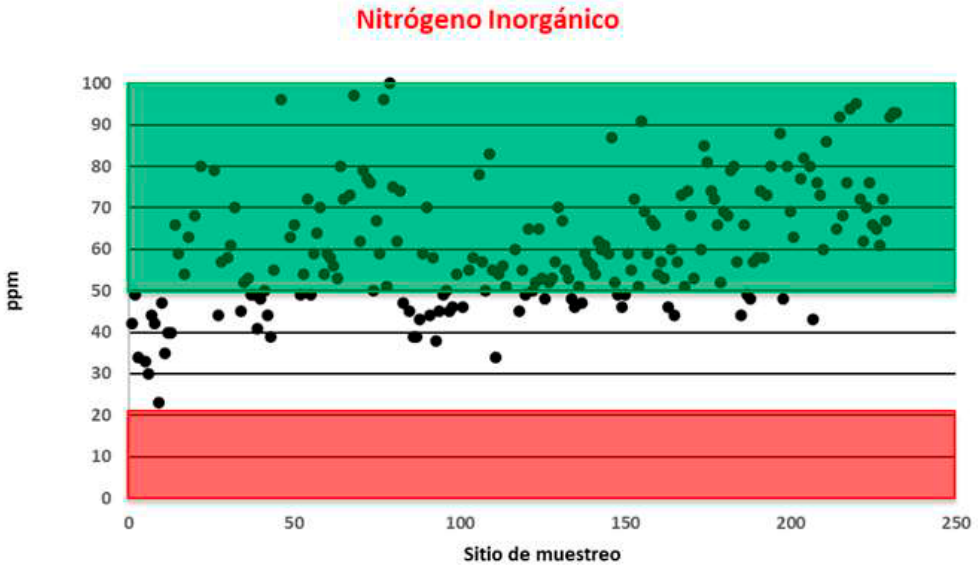

Figura 6. Semáforo de los sitios de muestreo para el nitrógeno inorgánico en el suelo.

En condiciones de no perturbación, la vegetación natural está en balance con el medio físico, pero ante una perturbación, como la introducción de un cultivo, el sistema tiene que encontrar un nuevo balance. Para lograr este nuevo equilibrio entre la disponibilidad y la demanda de nutrimentos del

sistema, en la mayoría de los casos es necesario proporcionar al suelo los elementos faltantes. El conocimiento de la fertilidad en suelos cafetaleros es clave ante la epidemia de la roya y otras amenazas del cambio climático: una planta bien nutrida es una planta tolerante a la roya o al menos puede resistir más su ataque. Por otra parte, la producción de café depende, en gran medida, de la cantidad de materia orgánica presente en el suelo, pero también, el contenido elevado de algunos minerales suele incrementar la acidez o astringencia del café, lo que disminuye su calidad.

De acuerdo con los resultados, el 14% de los suelos cafetaleros de la Sierra Madre de Chiapas, presenta deficiencias de materia orgánica, asociada a la disminución en la caída de la hojarasca, por desaparición de la vegetación original o de la sombra, durante el establecimiento del cultivo, lo que hace necesaria la fertilización nitrogenada o el aporte de suplementos orgánicos. El 12.7% de los suelos presentó deficiencias de fósforo, lo que se expresa como una mancha rojiza que inicia en la punta de las hojas del cafeto y hace necesaria la aplicación de este nutrimento. El 28% presentó deficiencias de potasio, pero se trata de casos perfectamente delimitados, en los que los cafetales se encuentran mezclados con plantas silvestres de plátano o asociados a cultivos de éste, restricción que puede subsanarse eliminando las plantas de plátano o, si se desea mantener el cultivo, adicionando el nutrimento en las pardelas afectadas.

Conclusiones

Los suelos cafetaleros de la Sierra Madre de Chiapas no se presentan restricciones de fertilidad significativas, lo cual se atribuye a su asociación con la vegetación natural, de bosques y selvas, que sirve como sombra al cultivo. Esta situación, abre la posibilidad de incrementar la productividad de los cafetales a través de prácticas sustentables de bajo impacto y bajo costo.

El contenido de materia orgánica de los suelos cafetaleros, bajo sombra, tiene valores altos, comparables, incluso, con los de bosques y selvas maduras, lo que constituye un sólido argumento para su conservación, manteniendo la estructura y composición actual.

Literatura citada

Escamilla, E. 2007. Influencia de los factores ambientales genéticos agronómicos y sociales en la calidad del café orgánico en México. Tesis doctoral. Postgrado en Agroecosistemas Tropicales. Campus Veracruz, Colegio de Postgraduados. 267 p.

Geissert, D., I. Barois, A. Mólgora, P. Mokondoko, K. Maas y R. Manson. 2013. Manual para el Manejo Sustentable del Suelo en Cafetales de Sombra. Instituto Literario de Veracruz S.C. Xalapa, Veracruz, México. 48 p.

INMECAFÉ-NESTLÉ. 1990. El Cultivo del Cafeto en México. Instituto Mexicano del Café y Compañía Nestlé S.A. de C.V. México. 248 p.

Libert-Amico, A. y F. Paz-Pellat. 2018. Del papel a la acción en la mitigación y adaptación al cambio climático: la roya del cafeto en Chiapas. Madera y Bosques. 24, e2401914, doi:10.21829/myb.2018.2401914

López, J. C. 2000. Interpretación de resultados de los análisis químicos de suelos agrícolas. Instituto de Recursos Naturales. Campus Veracruz. Colegio de Postgraduados 45 p.

Moguel, P. and V. M. Toledo. 1999. Biodiversity conservation in traditional coffee systems of Mexico. Conservation Biology 13:11-21

Padilla, J., J. D. Etchevers, R. C. Gomora, C. I. Hidalgo, M. Carrasco y V. Saynes. 2012. Relación entre los métodos TOC, LOI, Walkley-Black y NIR para determinar carbono en suelos. pp. 187-194. En: F. Paz y R. Cuevas (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2011. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Universidad Autónoma del Estado de México y el Instituto Nacional de Ecología. Texcoco, Estado de México, México. ISBN 978-607-715-085-5

Programa Mexicano del Carbono, A.C. 2016a. Una REDD para SALVAR la SOMBRA de la Sierra Madre de Chiapas. Manual de Procedimientos Inventario de Carbono +. Paz Pellat F. (Coord.). Texcoco, Estado de México, México. 66 p.

Programa Mexicano del Carbono, A.C. 2016b. Una REDD para SALVAR la SOMBRA de la Sierra Madre de Chiapas. Manual de Procedimientos Inventario Rápido de Carbono+. Red de Puntos de Control. Paz Pellat F. (Coord.). Texcoco, Estado de México, México. 39 p.

Salas-Aguilar, V.M., F. Paz-Pellat, F. Rojas-García y M. Bolaños. 2018. Almacenes de carbono en sistemas agroforestales cafetaleros de la Sierra Madre de Chiapas. pp. 671-677. En: F. Paz, A. Velázquez y M. Rojo (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2018. Texcoco, Estado de México, México. ISBN 978-607-96490-6-7.

6.18. Una nota de precaución para los meta análisis de la dinámica del carbono orgánico de los suelos

Paz-Pellat Fernando[1] y Velázquez-Rodríguez Alma S.[2]

[1]GRENASER, Campus Montecillo, Colegio de Postgraduados, Montecillo, Estado de México.
[2]Facultad de Ciencias. Campus El Cerrillo, Universidad Autónoma del Estado de México, Toluca, Estado de México.
Autor para correspondencia: ferpazpel@gmail.com

Resumen

Los meta análisis de la dinámica del carbono orgánico de los suelos asociada a los procesos de cambio de uso del suelo o manejo muestran resultados con alta variabilidad, además de patrones que se han vuelto paradigmáticos para explicarse. Para explicar esta situación, en este trabajo se analizan patrones temporales de las componentes de los procesos de cambio: descomposición y asimilación. A través del uso de un modelo bi-exponencial se simulan diferentes patrones, que muestran que los procesos utilizados de síntesis de los meta análisis no son muy útiles. Usando la técnica de isotopos estables o modelación inversa es posible caracterizar las dinámicas del cambio de uso del suelo en forma correcta y generar nuevos enfoques para su sistematización y simplificación.

Palabras clave: *carbono total y componentes; paradigma piso forestal; modelo bi-exponencial; isotopos estables.*

Abstract

The meta-analyzes of the soil organic carbon dynamics associated with the processes of land use change or management show results with high variability, in addition to patterns that have become paradigmatic to be explained. To explain this situation, this work analyzes temporal patterns of the components of the change processes: decomposition and assimilation. Through the use of a bi-exponential model, different patterns are simulated, which show that the processes used for the synthesis of meta-analyzes are not very useful. Using the stable isotope technique or inverse modeling it is possible to characterize the dynamics of land use change correctly and generate new approaches for its systematization and simplification.

Key words: *total and components carbon; forest floor paradigm; bi-exponential model; stable isotopes.*

Introducción

Para analizar y sintetizar la dinámica del carbono orgánico de los suelos (COS) asociados a los cambios de uso del suelo (*e.g.* bosques a cultivo, pastos o plantaciones, o viceversa) una práctica extendida es la realización de meta análisis, consistentes en compilar datos publicados de sitios de medición, generalmente pareados, para revisar los patrones de cambios (nuevo uso en relación al viejo) temporales. El objetivo de este ejercicio es que, dado un uso actual, es posible aproximar el cambio que experimentara el COS con el nuevo uso proyectado.

Los meta análisis han sido realizados para cambios de uso específicos o múltiples (Post y Kwon, 2000; Guo y Gifford, 2002; Don *et al*., 2011; Wei *et al*., 2014; Aryal *et al*., 2018), generalmente usando cronosecuencias (Pickett, 1989; Paz y de Jong, 2012). Los resultados de estos meta análisis muestran alta variabilidad en los patrones temporales difíciles de caracterizar en forma apropiada. No obstante, los meta análisis han sido usados para generar modelos matemáticos predictivos o funciones de respuesta

(West *et al*., 2004; Poeplau *et al*., 2011); aunque algunos autores plantean inconsistencias en los resultados de estos ejercicios (Nyawira *et al*., 2016; Hong *et al*., 2020).

Los patrones temporales de la dinámica del COS (total) de los cambios de uso del suelo representa al menos dos procesos simultáneos, a diferencia de los patrones de la biomasa aérea (*e.g.* Casiano *et al*., 2018). El COS total (Ct) representa un proceso de descomposión (uso previo) y uno de asimilación (uso nuevo). En esta perspectiva Ct puede reproducir un gran número de patrones temporales, dependiendo de las tasas de cambio de los almacenes del COS de cada uso del suelo.

Para poner en una perspectiva correcta la dinámica del COS, en este trabajo se analiza los resultados de los procesos individuales que contribuyen a Ct, para clarificar las limitaciones en el uso de meta análisis y ejercicios de síntesis y modelación usando este enfoque.

Materiales y Métodos

Paradigma de la dinámica del COS

La Figura 1 muestra un paradigma en el entendimiento de la dinámica de la masa orgánica del piso forestal (Covington, 1981), y COS, después de un proceso de aclareo de un bosque, la cual ha sido analizada para entender los procesos asociados (Yanai *et al*., 2003), con relativo éxito. Este patrón temporal es común en los meta análisis (Deng *et al*., 2014): tasas negativas de cambio (primeros cinco años) y después tasas positivas incrementales.

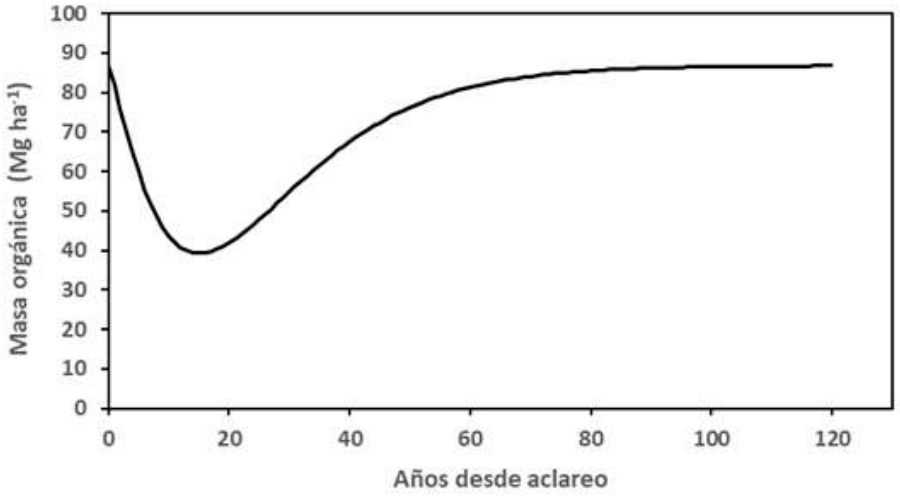

Figura 1. Paradigma de evolución temporal de la masa orgánica del piso forestal.

Modelación de la dinámica del Ct

Para modelar la dinámica del Ct relacionada con un cambio de uso del suelo, se usará un modelo bi-exponencial (Arrouays *et al*., 1996; Bernoux *et al*., 1998; Lisboa *et al*., 2009):

$$Co = Aoexp(-at) + Boexp(-bt) \quad (1)$$

$$Cc = Ac[1 - exp(-at)] + Bc[1 - exp(-bt)] \quad (2)$$

$$Ct = Co + Cc \quad (3)$$

donde, *o* significa uso del suelo original y *c* cambio del uso del suelo y *A*, *B*, *a* y *b* son parámetros del modelo, Co es el carbono que se esta descomponiendo y Cc el que se esta asimilando.

Separación de las componentes del Ct

Para separar los dos componentes de Ct, Cerri *et al*. (1985) propusieron el uso de isotopos estables de carbono ^{13}C. Usando un modelo de mezcla simple (Balesdent y Mariotti, 1996), podemos estimar las fracciones *f* de Ct como:

$$\delta^{13}C = \left[\frac{(^{13}C/^{12}C)muestra}{(^{13}C/^{12}C)referencia}\right] x1000 \quad (4)$$

$$f_c = \left[\frac{\delta - \delta_{referencia\ o}}{\delta_c - \delta_{referencia\ o}}\right] \quad (5)$$

$$f_o = 1 - f_c \quad (6)$$

Resultados y Discusión

Variando los parámetros del modelo bi-exponencial es posible generar patrones temporales múltiples, para un uso de suelo original y el cambio, reflejando tipos de bosques u otra vegetación, clima, manejo, profundidad del suelo, tipo de suelo y sus propiedades, principalmente (Guo y Gifford, 2002; Wei *et al*., 2014).

La Figura 2 muestra los patrones temporales cuando una dinámica, descomposición o asimilación, predomina sobre la otra.

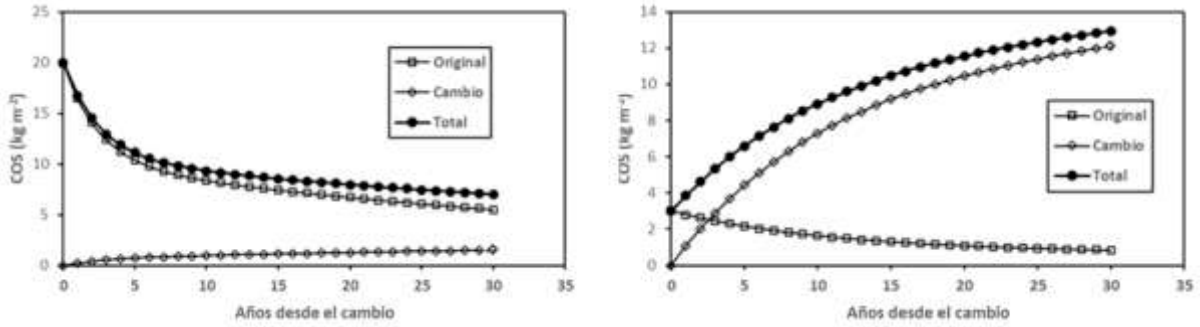

Figura 2. Dinámicas de las componentes y Ct donde predomina una componente.

La Figura 3 muestra dinámicas de las componentes de Ct, donde este último almacén tiene patrones temporales lineales.

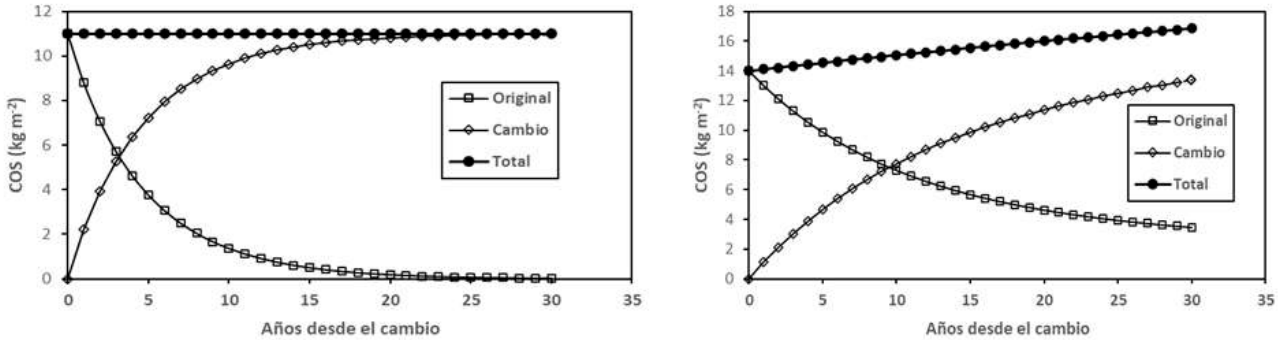

Figura 3. Dinámicas de las componentes, donde Ct tiene un patrón lineal.

La predominancia de una componente genera patrones temporales que pueden tener valores asintóticos dependiente de que tan rápida es la reducción de la otra componente (Figura 4).

En la Figura 5 se muestran variaciones temporales de las dos componentes que generan patrones similares a los mostrados en la Figura 1. Sun *et al*. (2004) mostraron en forma conceptual correcta la respuesta al paradigma de la Figura 1.

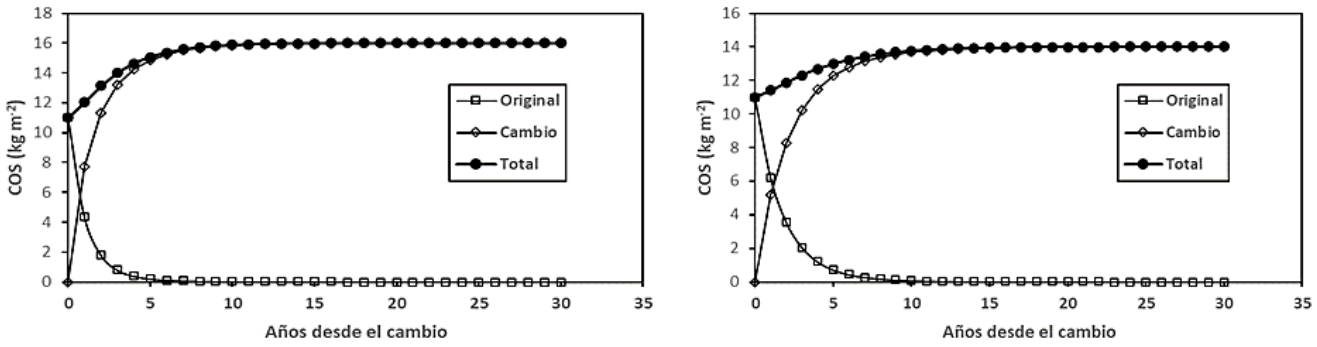

Figura 4. Patrones asintóticos de la dominancia de una componente, dependiente de la tasa de cambio de la otra.

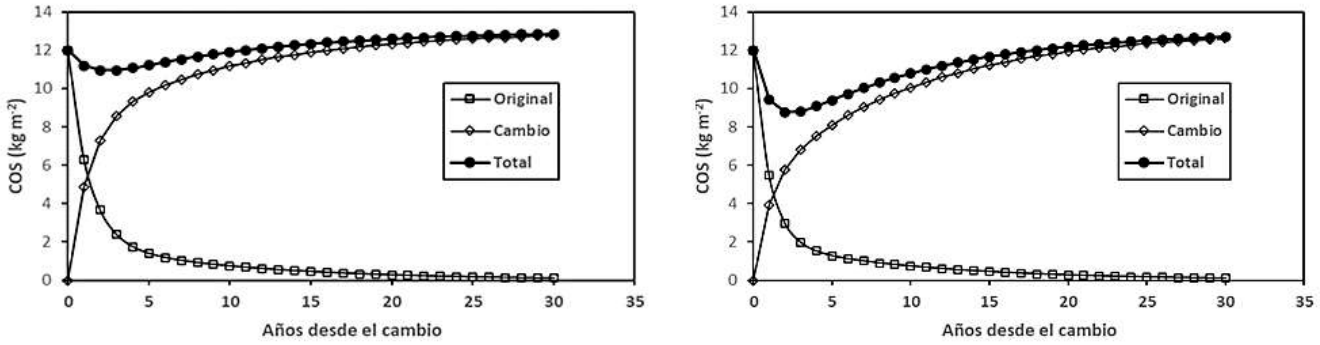

Figura 5. Patrones similares a los del paradigma de la Figura 1.

Finalmente, usando la técnica de isotopos estables descrita anteriormente, en la Figura 6 se muestran los patrones de cronosecuencias del cambio de bosque a pastura (Murty *et al*., 2002), donde se presentan dinámicas diferentes al considerar años fijos para análisis como en los meta análisis. Las dinámicas son dependientes de condiciones locales (*e.g.* tipo de vegetación y composición de especies, tipo de suelo y propiedades, clima, etc.)

La discusión anterior plantea que el uso del COS total no es un indicador para caracterizar las dinámicas en los meta análisis, ya que se requiere conocer la evolución temporal de sus componentes.

En una perspectiva de meta análisis de las dinámicas de las componentes determinadas por isotopos estables, los enfoques utilizados (Zhang *et al*., 2015; Fukisaki *et al*., 2015) son de tipo convencional ajustando modelos a los múltiples patrones observados.

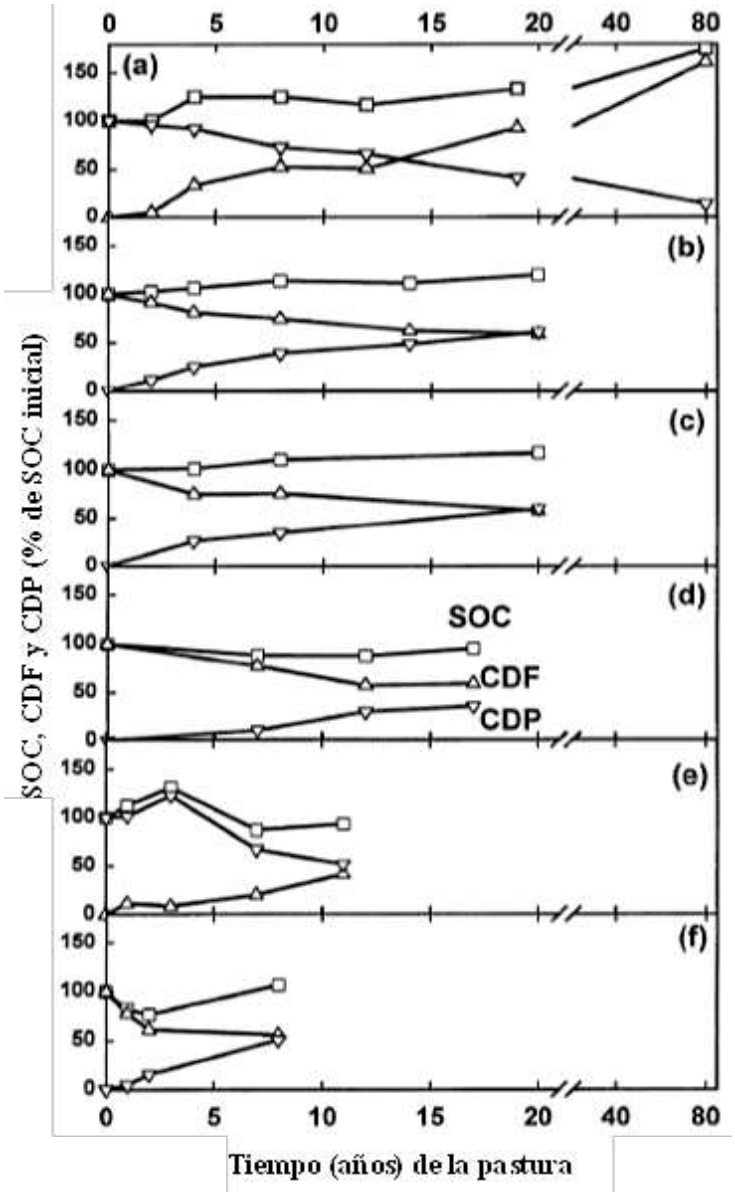

Figura 6. Cronosecuencias de conversiones de bosques a pasturas (Ct = SOC, Co = CDF, Cc =CDP).
Fuente: Murty *et al.* (2002)

Conclusiones

Los resultados mostrados en este trabajo plantean que es necesario tener conocimiento de las componentes (uso del suelo original y cambio) del carbono orgánico total del suelo para poder caracterizar y sintetizar las dinámicas con fines predictivos.

El uso de técnicas de isotopos estables permite diferenciar las componentes, para poder tener elementos para interpretar los patrones de experimentos de largo plazo o cronosecuencias de cambio de uso del suelo. Una alternativa es el desarrollo de un modelo simple de la dinámica del carbono orgánico de los suelos, de tal forma que pueda ser invertido para determinar las dinámicas de las componentes.

Literatura citada

Arrouays, D., J. Balesdent, A. Mariotti and C. Girardin. 1995. Modelling organic carbon turnover in cleared temperate forest soils converted to maize cropping by using 13C natural abundance measurements. Plant and Soil 173:191-196

Aryal, D.R., D.E. Morales Ruiz, C.N. Tondopó Marroquín, R. Pinto Ruiz, F. Guevara Hernández, J.A. Venegas Venegas, A. Ponce Mendoza, G. Vallanuea López, F. Casanova Lugo, L.A. Rodríguez Larramendi, A. Ley de Coss, A. Hernández López, F.J. Medina Jonapá, C.A. Velázquez Sanabria, A. Alcudia Aguilar and i. Euán Chi. 2018. Soil organic carbon depletion from forests to grasslands conversión in Mexico: a review. Agriculture 8, 181

Bernoux, M., C.C. Cerri, C. Neill and J.F.L. de Moraes. 1998. The use of stable carbon isotopes for estimating soil organic matter turnover rates. Geoderma 82:43-58

Casiano-Domínguez, M., F. Paz-Pellat, M. Rojo-Martínez, S. Covaleda-Ocón y D.R. Aryal. 2018. El carbono de la biomasa aérea medido en cronosecuencias: primera estimación en México. Madera y Bosques 24, e2401894, doi:10.21829/myb.2018.2401894

Cerri, C., C. Feller, J. Balesdent, R. Victoria and A. Plenecassagne. 1985. Application du tracage isotopique en 13C á l'étude de la dynamique de la matiére organique dans le sols. C.R. Acad. Sc. Paris t. 300, Série II, n°. 9 pp. 423-427

Covington, W.W., 1981. Changes in forest floor organic matter and nutrient content following clear cutting in northern hardwoods. Ecology 62:41-48

Deng, L., G.B. Liu and Z.P. Shangguan. 2014. Land-use conersion and changing soil carbon stocks in China's 'Grain-for-Green' Program: a synthesis. Global Change Biology 20:3544-3556

Don, A., J. Schumacher and A. Freibauer. 2011. Impacto f trpíca l land-use change on soil organic carbon stocks – a meta-analysis. Global Change Biology 17:1658-1670

Fujisaki, K., A.S. Perrin, T. Desjardins, M. Bernoux, L.C. Balbino and M. Brossard. 2015. From forest to cropland and pasture systems: a critical review of soil organic carbon stocks changes in Amazonia. Global Change Biology 21:2773-2786

Guo, L.B. and R.M. Gifford. 2002. Soil carbon stocks and land use changes: a meta análisis. Global Change Bioology 8:345-360

Hong, S., G. Yin, S. Piao, R. Dybzinki, B. Cong, X. Li, K. Wang, J. Peñuelas, H. Zeng and A. Chen. 2020. Divergent response of soil organic caarbon to afforestation. Nature Sustainability doi:10.1038/s41893-020-0557-y

Lisboa, C.C., R.T. Conant, M.L. Haddix, C.E.P. Cerri and C.C. Cerri. 2009. Soil carbon turnover measurement by physical fractionation at a forest-to pasture chronosequence in the Brazilian Amazon. Ecosystems 12:1212-1221

Murty, D., M.U.F. Kirschbaum, R.E. McMurtrie and H. McGilvray. 2002. Does conversión of forest to agricultural land change soil carbon and nitrogen? A revview of the literatura. Global Change Biology 8:105-123

Nyawira, S.S., J.E.M.S. Nabel, A. Don, V. Brovkin and J. Pongraytz. 2016. Soil carbon response tol and-use: evaluation of a global vegetation model using observational meta-analyses. Bogeosciences 13:5661-5675

Paz, F. y B. de Jong. 2012. Inventarios dinámicos del carbono en ecosistemas terrestres cambiando espacio por tiempo: cronosecuencias. En: Paz, F. y R. Cuevas (eds.). Estado actual del conocimiento del ciclo del carbono y sus interacciones en México: Síntesis a 2011. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono. Texcoco, Estado de México, México. ISBN 978-607-715-085-5pp. 281-287

Pickett, S.T.A. 1989. Space-for-time substitution as an alternative to long-term studies. In: G.E. Likens (Ed.). Long-Term Studies in Ecology: Approaches and Alternatives. Springeer-Verlag, New York pp. 110-135

Poeplau, C., A. Don, L. Vesterdal, J. Leifeld, B. Van Wesemael, J. Schumacher and A. Gensior. 2011. Temporal dynamics of soil organic carbon after land-use change in the temperate zone – carbon response functions as a model approach- Global Change Biology 17:2415-2417

Post, W.M. and K.C. Kwon. 2000. Soil carbon sequestration and land-use change: processes and potential. Global Change Biology 6:317-328

Wei, X., M. Shao, W. Gale and L. Li. 2014. Global pattern of soil carbon losses due to the conversión of forests to agricultural land, Scientific Reports 4:4062 doi:10.1038/srep04062

West, T.O., G. Marland, A.W. King, W.M. Post, A.K. Jain and K. Andrasko. 2004. Carbon management response curves: estimates of temporal soil carbon dynamics. Environmental Management 33:507-518

Yanai, R.D., W.S. Currie and C.L. Goodale. 2003. Soil carbon dynamics after forest harvest: an ecosystem paradigm reconsidered. Ecosystems 6:197-212

Zhang, K. H. Dang, Q. Zhang and X. Chen. 2015. Soil carbon dynamics following land-use change varied with tempeerature and precipitación gradients: evidence from stable isotopes. Global Change Biology 21:2762-2772

6.19. Índice de área foliar efectiva e índices de transmisión de luz en dos sitios de bosque tropical seco con diferente estado de sucesión ecológica en el noroeste de México

Vásquez-Martínez Ana Sophia[1]; Vargas-Terminel Martha L.[1]; Rojas-Robles Nidia E.[1]; Yépez-López Tláloc[1]; Vega-Puga Masuly G.[1]; Rivera-Díaz Miguel A.[1]; Garatuza-Payan J.[1] y Yépez Enrico A.[1]

[1]Departamento de Ciencias del Agua y Medio Ambiente, Instituto Tecnológico de Sonora, 5 de Febrero 818 Sur, 85000, Ciudad Obregón, Sonora, México.
*Autor para correspondencia: enrico.yepez@itson.edu.mx

Resumen

El bosque tropical seco (BTS) del noroeste de México responde vigorosamente a las lluvias aportadas por el Monzón de Norte América (MNA) en la sierra madre occidental. Alrededor del 70% de la lluvia entra al ecosistema durante el verano marcando una importante estacionalidad en el bosque. Proyecciones de cambio climático sugieren que la duración de esta temporada de lluvia asociada al MNA podría disminuir, lo cual tendría una consecuencia importante en la fenología y estructura del BTS. Para conocer la respuesta funcional del BTS a las lluvias del MNA, en el presente trabajo se realizó un monitoreo de la estructura del dosel entre junio y octubre de 2019 en dos sitios de monitoreo intensivo de BTS; un sitio de referencia (bosque maduro) y un sitio en sucesión secundaria. En cada sitio se establecieron cuatro transectos con 15 estaciones fijas, y se utilizó una cámara 360 Gear de Samsung® para la toma de imágenes hemisféricas por abajo del dosel. Las imágenes fueron analizadas con el software Gap Light Analyzer (Simon Fraser University) para la estimación de la apertura del dosel (*canopy openness*) y el índice de área foliar efectiva (*effective LAI*). Como era de esperarse, la trayectoria del índice de área foliar efectiva incrementó en ambos sitios con la entrada de lluvias monzonales y alcanzaron su mayor valor durante el mes de agosto (secundario) y septiembre (maduro). Notablemente, los valores de LAI fueron mayores en el bosque maduro (2.48 m^2 m^{-2} máxima) que en el bosque secundario (1.81 m^2 m^{-2} máxima) resultando en una mayor apertura del dosel durante la temporada de crecimiento (47.44% valor máximo).

Palabras clave: *biogeociencias; Álamos, Sonora; apertura de dosel; cámaras hemisféricas; fenología.*

Abstract

Tropical dry forest (TDF) from northwestern Mexico responds vigorously to the precipitation regimes caused by the North American Monsoon (NAM). Around 70% of the precipitation enters occurs during the summer, as a result a marked an important seasonality is presented in the forest. Climate change projections suggest that the duration of rainy season associated with NAM will decrease, which could have an important consequence on the phenology and structure of the TDF. To know the functional response of the TDF to the NAM rains, in the present work we monitored the canopy structure between June and October 2019 in two sites of TDF: a reference site (old-growth forest) and a site with a mid-succession. Four transects with 15 stations were placed at each site, and a Samsung® 360 Gear camera was used to take hemispherical images below the canopy. The images were analyzed with the Gap Light Analyzer software (Simon Fraser University) to estimate the canopy openness and the effective leaf area index. As expected, the dynamic of the effective leaf area index increased in both sites with the presence of the monsoonal rains and reached its highest value during the months of August (mid-succession) and September (olg-growth). Notably, LAI values were higher in the old-growth (2.48 m^2 m^{-2} maximum value) than in the mid-succession forest (1.81 m^2 m^{-2} maximum value) resulting in a greater canopy openness during the growing season (47.44% maximum value).

Key words: *biogeosciences; Álamos, Sonora; hemispheric cameras; phenology; canopy openness.*

Introducción

La distribución más norteña del bosque tropical seco (BTS) en América ocurre en el estado de Sonora en México (Álvarez-Yépiz *et al.,* 2017) y representa un importante reservorio de C (Jaramillo *et al.,* 2010).

Recientemente, existe un interés creciente en conocer el papel del BTS en el ciclo del carbono. Un aspecto clave para entender su dinámica y su relación con diversos procesos funcionales de estos bosques es el estudio de su fenología y los cambios estructurales asociados. El índice de área foliar (LAI, por sus siglas en inglés), es ampliamente utilizada en la percepción remota y en modelos del proceso del ecosistema para caracterizar la dinámica de la fenología a través de los cambios en el dosel de las plantas (Sellers *et al.,* 1986). Así, mismo, la estimación de LAI es utilizada como una medida ecofisiológica de la superficie fotosintética y transpiración de un dosel, así como, una medida de la superficie reflectante de la hoja.

Variaciones de LAI dependen del tipo de ecosistema y de sus estados sucesionales. Estudios en ambientes áridos reportan un rango que va desde menos 1 $m^2 m^{-2}$ y arriba de 20 $m^2 m^{-2}$ en bosques de coníferas (Kozlowski *et al*., 1991). Sin embargo, existen escasas investigaciones han estimado este parámetro con enfoque en ecosistemas estacionalmente secos (Maass *et al*., 2005; Kalácska *et al*., 2005). Particularmente, el BTS del noroeste de México responde vigorosamente a las lluvias aportadas por el Monzón de Norte América (MNA) controlando la variación de LAI, en donde el máximo se obtiene durante la temporada húmeda y el mínimo durante la temporada seca.

Se han utilizado distintos métodos directos e indirectos para estimar LAI en ecosistemas forestales. Las fotografías hemisféricas por debajo del dosel, es una técnica óptica indirecta que se ha utilizado ampliamente en la estructura del dosel y la transmisión de la luz (Chazdon y Field, 1987; Becker *et al.,* 1989; Rich, 1990).

El objetivo del presente estudio es estimar la variación del índice de área foliar efectiva y la apertura del dosel, a través del análisis de imágenes hemisféricas, durante la temporada del MNA en dos sitios de monitoreo del BTS: bosque maduro y bosque secundario.

Materiales y Métodos

Sitio de estudio

El monitoreo de la estructura del dosel se llevó a cabo entre junio y octubre del 2019, en dos sitios de BTS: bosque maduro y un sitio en sucesión secundaria, ubicados dentro de la reserva ecológica privada Monte Mojino manejada por Naturaleza y Cultura Internacional (NCI) que a su vez se encuentra dentro del Área de Protección de Flora y Fauna Sierra de Álamos-Río Cuchujaqui (APFF-SARC) a cargo de la Comisión Nacional de Areas Naturales Protegidas (CONANP). El área Natural Protegida se ubicada en el suroeste del estado de Sonora, México entre los paralelos 26°52.9’ y 27°12.4’ y los meridianos 108°28.9’ y 109°03.0’ (Figura 1). En la zona, la temperatura media anual es 23.1 °C y la precipitación media anual es de 729 mm/año (1927-2015), donde el 80% ocurre entre los meses de junio a octubre (Bojórquez *et al.,* 2019). Las especies dominantes en este tipo de vegetación en Sonora son *Lysiloma divaricatum, Ipomoea arborescens, Acacia cochliacantha, Haematoxylum brasiletto* y diversas especies de *Bursera*, entre otras (Robichaux y Yetman, 2000).

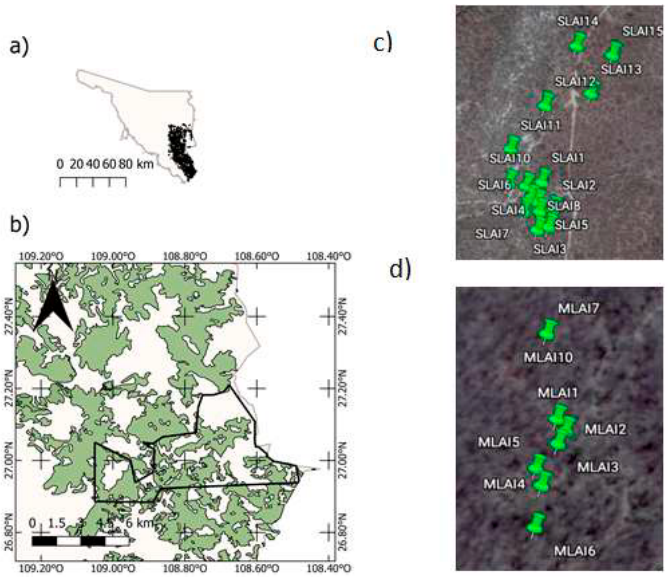

Figura 1. a) Distribución en el estado de Sonora, México, del bosque tropical seco; b) Área de Protección de Flora y Fauna Sierra de Álamos-Río Cuchujaqui; c) distribución de los puntos en el sitio de muestreo para bosque secundario; d) distribución de los puntos en el sitio de muestro para bosque maduro.

Mediciones de índice de área foliar

Las mediciones de LAI fueron realizadas mediante un muestreo mensual entre junio y octubre de 2019 (Figura 2). En cada sitio establecieron transectos con 15 estaciones fijas y se utilizó una cámara 360 Gear de Samsung® para la toma de imágenes hemisféricas por abajo del dosel. Las imágenes fueron analizadas con el software Gap Light Analyzer (Simon Fraser University) para la estimación de la apertura del dosel (*canopy openness*) y el índice de área foliar efectiva (*effective LAI*).

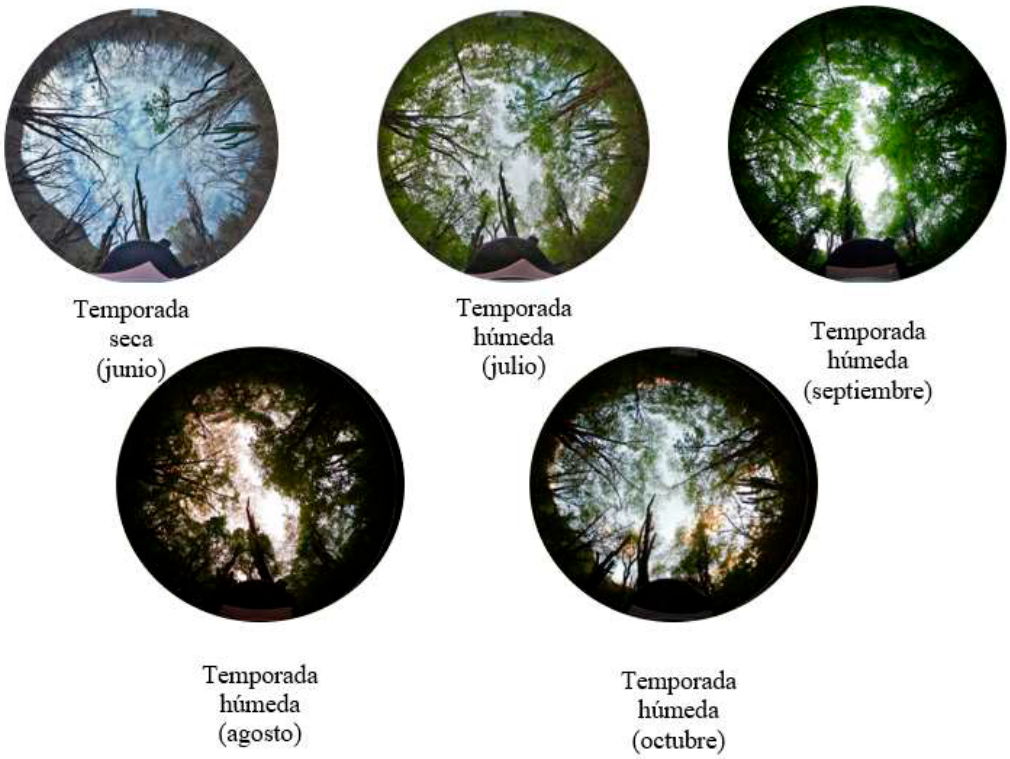

Figura 2. Cronología mensual del índice de área en el bosque tropical seco de Álamos, Sonora durante el periodo de estudio.

Resultados y Discusión

El índice de área foliar aumenta al comienzo de la temporada de lluvia, alcanzando los valores máximos en agosto y septiembre, seguido de una disminución al final de la temporada de lluvia (octubre) (Figura 3a). El promedio máximo alcanzado de LAI durante la temporada de crecimiento para el bosque maduro fue de 2.48 m^2 m^{-2}, con un valor máximo de 4.84 m^2 m^{-2}, observado en septiembre, mientras que, para el bosque secundario el promedio máximo de LAI obtenido fue de 1.81 m^2 m^{-2}, con un valor máximo de 2.51 m^2 m^{-2} (Cuadro 1).

Cuadro 1. Medidas de tendencia central de los parámetros estudiados para ambos sitios del BTS. Paréntesis indican desviación estándar.

	Bosque maduro		Bosque secundario	
	LAI (m^2 m^{-2})	Apertura del dosel (%)	LAI (m^2 m^{-2})	Apertura del dosel (%)
Promedio	1.49(±0.80)	24.52±(10.66)	1.13(±0.55)	31.59(±10.79)
Promedio máx	2.48(±0.11)	42.91(±1.46)	1.81(±0.06)	47.44(±1.25)

Durante la temporada seca (junio), la apertura del dosel muestra su valor máximo, seguido de una disminución, alcanzando sus valores mínimos en los meses de agosto y septiembre, finalizando con un aumento al término de la temporada (octubre) (Figura 3b). El promedio máximo de apertura del dosel en la temporada de crecimiento para el bosque maduro fue de 42.91%, con un máximo de 47.62% en septiembre. En contraste, el promedio máximo del bosque secundario fue de 47.44%, con un máximo de 57.02% en el mes de agosto.

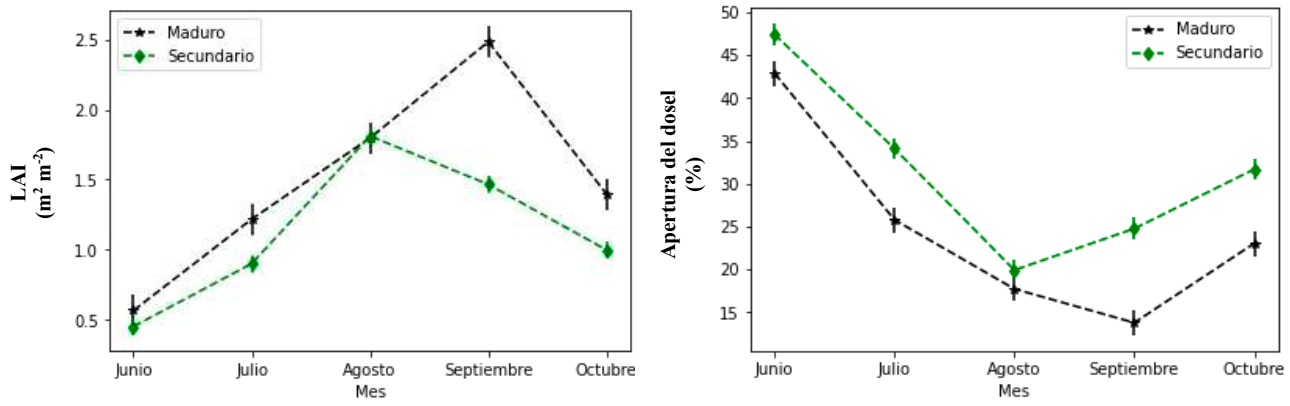

Figura 3. Variación mensual estacional de la fenología: índice de área foliar (LAI) y apertura del dosel en dos estados de sucesión ecológica del bosque tropical seco de Álamos, Sonora.

La variabilidad de la precipitación explica el máximo valor obtenido para LAI y la apertura del dosel en ambos sitios del bosque (Figura 4). Durante la temporada húmeda (julio a octubre) se observa el mayor porcentaje de lluvia, al igual que los máximos valores de LAI y los valores mínimos de apertura del dosel.

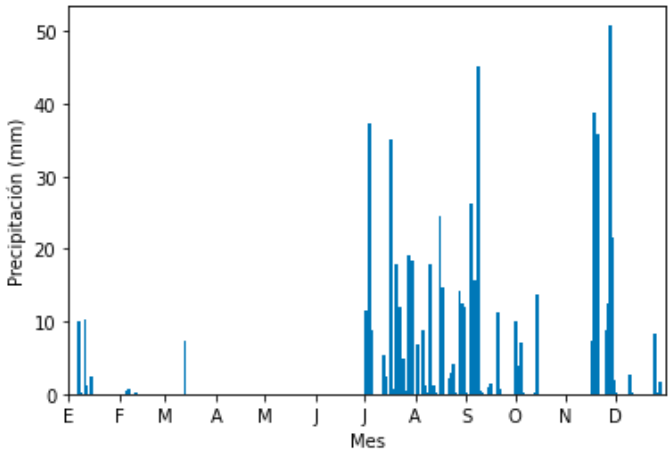

Figura 4. Precipitación mensual en el bosque tropical seco de Álamos, Sonora durante el periodo 2019. Las áreas sombreadas representan la duración de la temporada húmeda.

Estudios realizados en un BTS de Chamela, Jalisco reportaron valores máximos, en el rango de 4.5 ±0.3 a 4.9±0.4 m^2 m^{-2} durante en temporada húmeda (Maass *et al.,* 1995). Lo cual indica que el BTS de Álamos Sonora tiene una menor área foliar que el bosque seco de Chamela Jalisco, estas diferencias podrían explicarse por los casi 8 grados de latitud ya que el BTS de Álamos se encuentra en el límite de distribución norte de este tipo de ecosistema.

Se ha visto que los bosques secundarios de BTS (de alrededor de 20-30 años) contienen un entre 40 y 50% menos de carbono almacenado en la biomasa aérea y un 50% menos de especies de plantas leñosas, así como una fertilidad del suelo más baja (Álvarez-Yépiz *et al*. 2008). Las diferencias en los valores de LAI y de apertura del dosel observados en el bosque secundario y maduro de la sierra de Álamos sonora apuntan a diferencias en el mismo orden de magnitud lo que sugiere que las estimaciones de LAI con cámaras hemisféricas sirven como un indicador indirecto de la productividad del ecosistema.

Agradecimientos

El financiamiento para este proyecto fue por parte del Programa de Fomento y Apoyo a la Investigación (PROFAPI) del Instituto Tecnológico de Sonora. Se agradece el acceso a la reserva Monte Mojino manejada por Naturaleza y Cultura Internacional (NCI) y al Personal Área de Protección de Flora y Fauna Sierra de Álamos-Río Cuchujaqui (APFF-SARC) a cargo de la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP).

Literatura citada

Álvarez-Yépiz, J. C., Búrquez, A., Martínez-Yrízar, A., Teece, M., Yépez, E. A., and Dovciak, M. (2017). Resource partitioning by evergreen and deciduous species in a tropical dry forest. *Oecologia*, *183*(2), 607-618.

Becker, P., Erhart, D.W., and Smith, A.P. 1989. Analysis of forest light environments Part 1. Computerized estimation of solar radiation from hemispherical canopy photographs. Agric. For. Meteorol. 44: 217-232.

Bojórquez, A., Álvarez-Yépiz, J. C., Búrquez, A., and Martínez-Yrízar, A. 2019. Understanding and predicting frost-induced tropical tree mortality patterns. Global change biology, 25(11), 3817-3828.

Chazdon, R.L., and Field, C.B. 1987. Photographic estimation of photosynthetically active radiation: evaluation of a computerized technique. Oecologia (Berlin) 73: 525-532

Jaramillo V.J., García-Oliva F. y Martinez-Yrízar A. 2010. La selva seca y las perturbaciones antrópicas en un contexto funcional. En: Diversidad, amenazas y áreas prioritarias para la conservación de las Selvas Secas del Pacífico de México. Fondo de Cultura Económica.

Kalácska, M., Calvo-Alvarado, J. C., and Sánchez-Azofeifa, G. A. 2005. Calibration and assessment of seasonal changes in leaf area index of a tropical dry forest in different stages of succession. Tree physiology, 25(6), 733-744.

Kozlowski, T. T., Kramer, P. J., and Pallardy, S. G. 2012. The physiological ecology of woody plants. Academic press.

Maass, J., Vose, J. M., Swank, W. T., and Martínez-Yrízar, A. 1995 Seasonal changes of leaf area index (LAI) in a tropical deciduous forest in west Mexico. Forest Ecology and Management, 74(1-3), 171-180.

Rich, P.M. 1990. Characterizing plant canopies with hemispherical photographs. Remote Sensing Reviews 5(1): 13-29

Robichaux R. and Yetman D. 2000. The Tropical Deciduous Forest of Alamos: Biodiversity of a Threatened Ecosystem in Mexico. University of Arizona Press.

Sellers, P. J., Mintz, Y. C. S. Y., Sud, Y. E. A., and Dalcher, A. 1986. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. Journal of the Atmospheric Sciences 43(6), 505-531.

6.20. Indicadores de degradación biológica del suelo en zonas áridas del norte de México: efectos estacionales y de cambio de uso de suelo sobre su funcionalidad

Campuzano-Granados Emmanuel F.[1]; Briones Oscar[2] y Flores-Rentería Dulce Y.[3]

[1]Grupo de Sustentabilidad de los Recursos Naturales y Energía. Centro de Investigaciones y de Estudios Avanzados del Instituto Politécnico Nacional (SRNyE-CINVESTAV), Av. Industria Metalúrgica 1062, Parque Industrial Ramos Arizpe Ramos Arizpe, C.P. 25900, Coahuila, México.
[2]Instituto de Ecología, A.C. Carretera antigua a Coatepec No. 351, Col. Las Hayas, Xalapa, C.P. 91070, Veracruz, México.
[3]CONACyT -Grupo de Sustentabilidad de los Recursos Naturales y Energía. Centro de Investigaciones y de Estudios Avanzados del Instituto Politécnico Nacional (SRNyE-CINVESTAV), Av. Industria Metalúrgica 1062, Parque Industrial Ramos Arizpe Ramos Arizpe, C.P. 25900, Coahuila, México.
Autor para correspondencia: yaahid@gmail.com

Resumen

La degradación del suelo hace referencia a la modificación que conduce a la pérdida de bienes o servicios estrechamente relacionados con las funciones del suelo, afectando de manera directa los procesos de mineralización del carbono y su tasa de intercambio. Esta degradación puede ser medida a través de indicadores sensibles a cambios funcionales en los primeros cm del suelo. En el presente estudio se determinó una serie de propiedades físicas (densidad aparente, textura) químicas (pH, conductividad eléctrica, carbono y nitrógeno total) y biológicas (contenido de materia orgánica, biomasa microbiana, respiración del suelo) del suelo con el objetivo de identificar aquellas variables que mejor indicaran el grado de funcionalidad del suelo. La caracterización de variables que determinan la transferencia de carbono asociada al cambio del uso de suelo (agrícola, conservado, ganadero, huerto e industrial) y la estacionalidad climática permitieron proponer a la respiración del suelo, materia orgánica, biomasa microbiana y pH como los principales indicadores del grado de degradación biológica del suelo en el sureste del estado de Coahuila.

Palabras clave: *indicador de degradación; respiración del suelo; estacionalidad; uso de suelo.*

Abstract

Soil degradation refers to the modification that leads to the loss of goods or services closely related to soil functions, directly affecting carbon mineralization processes and their exchange rate. This degradation can be measured through indicators sensitive to functional changes in the first centimeters of the soil. In the present study, a series of physical (apparent density, texture), chemical (pH, electrical conductivity, total carbon, and nitrogen) and biological (organic matter content, microbial biomass, soil respiration) properties of the soil were determined with the objective of identifying those variables that best indicate the degree of functionality of the soil. The characterization of variables that determine the carbon transfer associated with the land use change (agricultural, conserved, livestock, orchard, and industrial) and the climatic seasonality allowed proposing soil respiration, organic matter, microbial biomass, and pH as the main indicators of the degree of soil biological degradation in the southeast of the state of Coahuila.

Key words: *degradation indicator; land use; soil respiration; seasonality.*

Introducción

La degradación del suelo se define como la disminución de la capacidad del ecosistema para producir bienes o prestar servicios a sus beneficiarios debido a la pérdida de la capa superficial de nutrientes del suelo (FAO, 2020). En México, la degradación del suelo está estrechamente relacionada con las actividades humanas. Los datos más recientes indican que 45% de los suelos del país presentan algún tipo de degradación inducida por el hombre. Las actividades de mayor impacto que han sido identificadas son la deforestación, la agricultura mecanizada, el sobrepastoreo y el desarrollo industrial (SEMARNAT, 2015). En este sentido, las zonas áridas del país se vuelven una de las regiones con mayor vulnerabilidad. La combinación de las altas temperaturas, escasas precipitaciones y los cambios de uso de suelo por actividades antrópicas en estos lugares ocasiona que los organismos en este medio vivan en el límite de sus umbrales de supervivencia, acentuando los procesos de degradación del suelo y generando la fragmentación de diversos ecosistemas (Granados-Sánchez *et al*., 2013).

Los estudios que abordan el proceso de degradación de los suelos en México datan de mediados del siglo XX. Sin embargo, debido a diferencias metodológicas y objetivos de valoración, sus resultados tienden a no ser comparables (SEMARNAT, 2015). De manera similar, los efectos del cambio de uso de suelo y las variaciones estacionales sobre las propiedades de estos, particularmente en las zonas áridas del país han sido poco explorados (Muñoz-Iniestra *et al.,* 2013; Hernández-Becerra *et al.,* 2016; Lüneberg *et al.,* 2018).

Para evaluar la condición del suelo se emplean indicadores de calidad de suelo (ICS), que reflejan atributos medibles de las diversas propiedades, procesos y características de este. Uno de los principales indicadores es el grado de funcionamiento del suelo, el cual puede ser estimado a través del intercambio de CO_2 del suelo a la atmósfera. Este indicador refleja una serie de procesos que involucran el estado físico y químico (pH, cantidad y calidad de elementos químicos, entre otros) del suelo, así como la actividad biológica heterotrófica (microorganismos, principalmente bacterias y hongos) y autotrófica (raíces de plantas) (Bautista *et al*., 2004; Cueva *et al*., 2016).

Por lo anterior, el objetivo central de esta investigación es identificar indicadores para evaluar la degradación biológica de los suelos en zonas áridas del sureste de Coahuila, considerando el efecto del cambio de uso de suelo y variación estacional sobre el intercambio de carbono de este y los factores bióticos y abióticos que lo regulan.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El estudio se llevó a cabo en los municipios de Saltillo, Ramos Arizpe y General Cepeda dentro del estado de Coahuila de Zaragoza, México. La región está localizada en el este del Desierto Chihuahuense. El clima dominante es árido, semicálido, con temperatura media anual de 18 ºC (tipo BWhw), y una media máxima de 31 ºC en el mes más caluroso y una media mínima de 4 ºC en el mes más frío. La precipitación media anual es de 386 mm, con la mayor precipitación en julio, agosto y septiembre (WorldClim, 2017). Los tipos de suelo dominantes corresponden a Litosoles, Xerosoles y Regosoles, con textural media y fases físicas petrocálcicas y predregosas (INEGI, 2007). La vegetación dominante corresponde a matorral desértico rosetófilo y micrófilo.

Metodología

Se identificaron 45 de muestreo incluyendo los principales usos de suelo de la región (agrícola, ganadero, huertos, industrial y conservado), con nueve sitios para cada uso de suelo, se seleccionaron 5

puntos (n=5) separados cada 30 m sobre un transecto lineal (N=225). En cada punto se registró la respiración del suelo (R_S), temperatura del suelo (Ts) y humedad del suelo (Hs). Además, de cada punto se tomó una muestra de suelo para la determinación de la densidad aparente (DA), arena, limo, arcilla, carbono total (CT), nitrógeno total (NT), conductividad eléctrica (CE), pH y biomasa microbiana (BM), materia orgánica (MO). El muestreo fue realizado de febrero a diciembre de 2019, durante el horario de máxima actividad de la R_S, de 12:00 a 16:00 h. Para documentar la variación temporal, la R_S y las condiciones ambientales fueron registradas cada dos meses (febrero, abril, junio, agosto, octubre y diciembre). Mientras que, la CE, pH, BM y MO se registraron una vez en la temporada de secas (febrero) y otra en la de lluvias (agosto). La DA, arena, limo, arcilla, CT y NT fueron determinadas solamente en el primer muestreo (febrero).

Los efectos estacionales y del cambio de uso de suelo sobre las variables estudiadas se analizaron mediante Análisis de Varianza (ANOVA). La influencia de los factores bióticos y abióticos sobre la degradación biológica del suelo se determinó mediante modelos de ecuaciones estructurales, empleando esta última variable como latente. Los modelos con las variables que explicaron la mayor proporción de la varianza de la variable latente fueron seleccionados como indicadores. El uso del suelo se consideró como una variable exógena, empleando como aproximación el coeficiente metabólico promedio [(R_S x BM)/MO] estimado para cada uso de suelo.

Resultados y Discusión

Los ANOVAs demostraron que la variación de la R_S y las condiciones ambientales dependieron significativamente (p<0.004) de la interacción entre el tipo de uso del suelo y evento de muestreo (Cuadro 1). Las variables edáficas CE, pH, BM y MO también mostraron variación significativa (p<0.001) acorde al uso de suelo y evento de muestreo, respectivamente. De estas últimas, únicamente la CE y MO presentaron un efecto de interacción significativo (p<0.05; Cuadro 1). Mientras que, las propiedades físicas (DA y contenido de partículas), así como el contenido de CT y NT del suelo denotaron diferencias significativas (p<0.004) dependiendo del uso de suelo (Cuadro 1).

Cuadro 1. Efecto del uso de suelo (U), evento de muestreo (E) e interacción (U×E) sobre la respiración del suelo (R_S), condiciones ambientales (A), propiedades químico-biológicas (QB) y físicas (F) del suelo en el sureste del estado de Coahuila de Zaragoza, México.

	Variables		Factor		
			U	E	U × E
		gl	4,1320	5,1320	20,1320
A	R_S (g CO_2 m^2 h^{-1})	*F*	199.79*	98.54*	4.16*
A	Ts (º C)	*F*	25.66*	130.63*	2.07*
A	Hs (%)	*F*	121.9*	52.09*	2.52*
		gl	4, 440	1, 440	4, 440
QB	CE (mS cm^{-1})	*F*	10.15*	217*	5.45*
QB	pH	*F*	16.96*	109.55*	2.12‡
QB	BM (mg C glucosa kg^{-1})	*F*	18.91*	147.92*	0.63‡
QB	Materia orgánica (%)	*F*	57.24*	16.43*	2.59**
		gl	4, 220	--	--
F	Densidad aparente (g cm^{-3})	*F*	30.44*	--	--
F	Arena (%)	*F*	16.92*	--	--
F	Limo (%)	*F*	15.46*	--	--
F	Arcilla (%)	*F*	17.85*	--	--
QB	Carbono total (%)	*F*	8.81*	--	--

Variables			Factor U	Factor E	Factor U × E
QB	Nitrógeno total (%)	*F*	44.73*	--	--

PAR = luz fotosintéticamente activa, Ts = temperatura del suelo, Hs = humedad del suelo, CE = conductividad eléctrica, BM = biomasa microbiana. *p<0.001, **p<0.05, ‡ p > 0.05.

Con las combinaciones de las variables se desarrollaron 30 modelos de ecuaciones estructurales para explicar la variable latente, incluyendo combinaciones de cada una de estas variables (Cuadro 1). El mejor modelo (Figura 1) explicó un 63% de la variación en dicha variable. Los mejores indicadores de la degradación biológica del suelo fueron la R_S, MO, pH y BM con pesos de regresión estandarizados de 0.69, 0.61, -0.27 y 0.18, respectivamente.

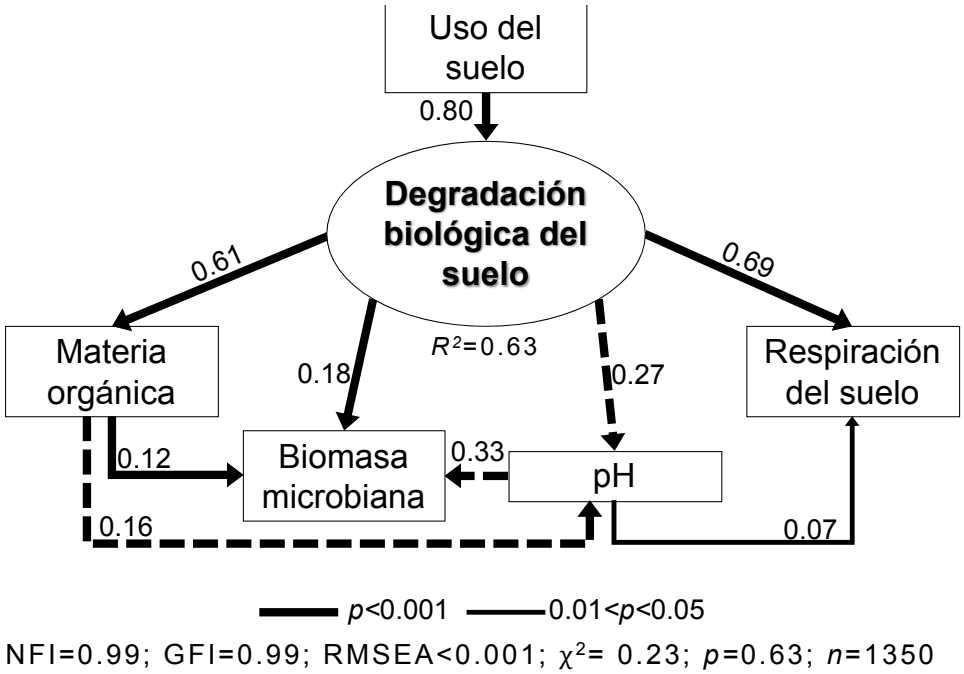

Figura 1. Modelo de ecuaciones estructurales de los factores químico-biológicos indicadores de la degradación biológica del suelo analizados en el sureste del estado de Coahuila de Zaragoza, México.
Las flechas indican relaciones causales positivas y negativas (líneas continuas y discontinuas, respectivamente). Los números indican los pesos estimados de la regresión.

Nuestros resultados demuestran un efecto conjunto de la variación temporal y del cambio de uso de suelo sobre la mayoría de las condiciones ambientales y edáficas analizadas. La R_S fue detectada como la variable con mayor peso en nuestro estudio, coincidiendo con otros estudios que la señalan como un indicador clave para determinar la calidad del suelo (Bautista *et al*., 2004; Lal, 2015) y de la actividad metabólica de sus poblaciones microbianas (Machulla, 2003). Dentro de los factores abióticos que influyen en esta variable, la Ta y Hs también han sido registradas como determinantes en diversos ecosistemas (Bautista *et al*., 2004). Nuestros resultados refuerzan la idea de que el pH juega un papel importante en la regulación de las comunidades microbianas del suelo (Fierer *et al*., 2009), pues presentó el efecto causal directo de mayor peso sobre la BM (Figura 1).

De manera similar, el contenido de MO también presentó un efecto causal directo sobre la BM (Figura 1), además de una respuesta diferencial para ambas variables entre las temporadas de secas y lluvias, y los usos de suelo analizados (Cuadro 1). El efecto estacional y del cambio de uso de suelo sobre la BM ha sido previamente demostrado en zonas áridas (Hérnandez-Becerra *et al.,* 2016; Lüneberg *et al.,* 2018). Mientras que, el efecto negativo de la MO sobre el pH (acidificación) observado nuestro análisis puede

ser atribuido al incremento de los ácidos húmicos cuando la MO es acumulada (You *et al*., 1999), como fue observado en sitios ganaderos.

Los indicadores identificados sugieren que, para mantener una baja degradación biológica del suelo en las zonas áridas y semiáridas de la región, se debe promover la permanencia de la materia orgánica del suelo, la cual mantendrá los niveles de pH necesarios para el sostén de una mayor cantidad de biomasa microbiana, con mayor actividad en la mineralización del carbono.

Conclusiones

Los resultados obtenidos muestran que tanto el cambio de uso de suelo como la estacionalidad influyen en los distintos indicadores de la degradación biológica del suelo. Las propiedades que mostraron una mayor relación de la degradación biológica de los suelos en las zonas áridas de la región sureste del estado de Coahuila de Zaragoza, México fueron la R_S, MO, pH y BM, por lo que se recomiendan prácticas que promueven un nivel óptimo de materia orgánica en el suelo, la cual contribuirá al amortiguamiento del pH y servirá de sustrato para las comunidades microbianas.

Agradecimientos

Al CINVESTAV-Unidad Saltillo por las facilidades prestadas para la realización del proyecto financiado por el fondo sectorial CONACyT-INEGI (289644).

Literatura citada

Bautista, A., J. Barra, R. F. del Castillo, y C. Gutiérrez. 2004. La calidad del suelo y sus indicadores. Ecosistemas 13(2): 90–97.

Cueva, A., C. A. R. Zazueta, J. Garatuza y E. A. Yépez. 2016. Soil respiration in Mexico: Advances and future directions. Terra Latinoamericana 34(3): 253–269.

FAO, Food and Agriculture Organization of the United Nations. 2020. FAO Soils Portal. http://www.fao.org/soils-portal/soil-degradation-restoration/en/, consultado el 20 de junio de 2020.

Fierer, N., Strickland, M. S., Liptzin, D., Bradford, M. A. y C. C. Cleveland. 2009. Global patterns in belowground communities. Ecology Letters 12: 1238-1249.

Granados-Sánchez, D., M. Á. Hernández-García, A. Vázquez-Alarcón, y P. Ruíz-Puga. 2013. Los procesos de desertificación y las regiones áridas. Revista Chapingo, Serie Ciencias Forestales y del Ambiente 19: 45–66.

Hernández-Becerra, N., Y. Tapia-Torres, O. Beltrán-Paz, J. Blaz, V. Souza, y F. García-Oliva. 2016. Agricultural land-use change in a Mexican oligotrophic desert depletes ecosystem stability. PeerJ 8. DOI: 10.7717/peerj.2365.

INEGI, Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. 2007. Conjunto de Datos Vectorial Edafológico, escala 1: 250 000, Serie II (Continuo Nacional), México. https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825235680, consultado el 20 de junio de 2020.

Lal, R. 2015. Restoring Soil Quality to Mitigate Soil Degradation. Sustainability 7(5): 5875-5895.

Lüneberg, K., D. Schneider, C. Siebe, y R. Daniel. 2018. Drylands soil bacterial community is affected by land use change and different irrigation practices in the Mezquital Valley, Mexico. Scientific Reports 8: 1–15.

Machulla, G. 2003. Soil microbial indicators and their environmental significance. Journal of Soils and Sediments 3: 229-229

Muñoz-Iniestra, D. J., M. Ferreira-Ramírez, I. B. Escalante-Arriaga y J. L. López-García. 2013. Relación entre la cobertura del terreno y la degradación física y biológica de un suelo aluvial en una región semiárida. Tierra Latinoamericana 31(3): 201–210.

SEMARNAT. 2015. Suelos, Informe de la Situación del Medio Ambiente en México, Compendio de Estadísticas, Indicadores Clave, de Desempeño Ambiental y de Crecimiento Verde. https://apps1.semarnat.gob.mx:8443/dgeia/informe15/index.html#, consultado el 21 de Junio de 2020.

You, S. J., Y. Yin y H. E. Allen. 1999. Partitioning of organic matter in soils: Effects of pH and water/soil ratio. Science of the Total Environment 227: 155–160.

WorldClim, Global Climate Data v. 2.0. 2017. https://www.worldclim.org/, consultado en Junio de 2020.

6.21. Variación temporal de la respiración del suelo en matorrales xerófilos y campos agrícolas en el sureste del estado de Coahuila

Guillén-Cruz Gabriela[1] y Flores-Rentería Dulce[2]

[1]Grupo de Sustentabilidad de los Recursos Naturales y Energía. Centro de Investigaciones y de Estudios Avanzados del Instituto Politécnico Nacional (SRNyE-CINVESTAV), Av. Industria Metalúrgica 1062, Parque Industrial Ramos Arizpe Ramos Arizpe, C.P. 25900, Coahuila, México.
[2]CONACyT -Grupo de Sustentabilidad de los Recursos Naturales y Energía. Centro de Investigaciones y de Estudios Avanzados del Instituto Politécnico Nacional (SRNyE-CINVESTAV), Av. Industria Metalúrgica 1062, Parque Industrial Ramos Arizpe Ramos Arizpe, C.P. 25900, Coahuila, México.
Autor para correspondencia: yaahid@gmail.com

Resumen

La respiración del suelo es el flujo más importante dentro del ciclo global del C. Sin embargo, el conocimiento del flujo de C dentro de los ecosistemas áridos es aún escaso. Este flujo se puede ver alterado por el cambio de uso de suelo producto de la implementación de actividades económicas como la agricultura y del crecimiento urbano. Por consiguiente, en el presente estudio se cuantificó la variación temporal en la respiración edáfica de suelos con distinto uso dentro de la región sureste del estado de Coahuila. Se midió la respiración del suelo (R_S), la temperatura del suelo y ambiental, humedad del suelo y relativa, así como la radiación fotosintéticamente activa en sitios con vegetación nativa de matorral xerófilo (conservados) y sitios con uso agrícola, cada dos meses, durante 18 meses. Los flujos de CO_2 del suelo para los diferentes usos de suelo tienen una variación temporal de 0.02 a 0.60 μmol CO_2 m^{-2} s^{-1}. Los suelos con uso agrícola presentan mayor R_s en comparación con los suelos conservados. Todas las variables ambientales presentaron correlaciones significativas ($p<0.001$) con la R_s y entre ellas. La humedad del suelo es la principal variable que explica un 65% de la R_s. Estos resultados se atribuyen al manejo de los sitios (riego y fertilización) y a las condiciones ambientales y microclimáticas del suelo (humedad y temperatura). Con este trabajo se inicia al estudio de la variabilidad temporal en la R_s con diferente uso de suelo en las zonas áridas en el sureste de Coahuila.

Palabras clave: *respiración del suelo; zonas áridas; Coahuila; usos de suelo.*

Abstract

Inside the global carbon cycle, soil respiration is the most important flux. However, carbon flux knowledge in arid ecosystems is still scare. This flow can be altered by the change in land use resulting from the implementation of economic activities such as agriculture and urban growth. Therefore, this study quantified the temporal variation in soil respiration (R_s) with different use within the southeastern region of Coahuila. The R_s, ambient and soil temperature, relative and soil moisture, as well as photosynthetically active radiation (PAR) were measured in sites with native xterophilic scrub vegetation and sites with agricultural use, every two months, for 18 months. Soil CO_2 fluxes for different soil uses have a temporary variation from 0.02 to 0.60 μmol CO_2 m^{-2} s^{-1}. Soils with agricultural use have a higher R_s compared to preserved soils. All environmental variables had significant correlations ($p<0.001$) with and between R_s. Soil moisture is the main variable that explains 65% of R_s. These results are attributed to site management (irrigation and fertilization) and soil environmental and microclimatic conditions (moisture and temperature). This work begins the study of temporal variability in R_s with different land use in arid zones in southeast Coahuila.

Key words: *soil respiration; arid zones; Coahuila; land uses.*

Introducción

Las zonas áridas y semiáridas ocupan poco más de la mitad del territorio nacional y se localizan principalmente en el norte, noroeste y algunas partes del centro de México. Históricamente las zonas áridas y semiáridas han sido afectadas por cambios de uso de suelo producto de la implementación de actividades económicas como la agricultura y del crecimiento urbano (Lal, 2004; Montaño *et al.*, 2016). Adicionalmente, las características intrínsecas de estas zonas, como una baja precipitación, altas temperaturas suelos poco desarrollados y pobres en nutrientes las vuelve más vulnerables ante las presiones antropogénicas, como el cambio de uso de suelo y el de cambio climático (Pachauri *et al.*, 2014).

El cambio de uso de suelo se ha relacionado con el cambio climático debido a que provoca una liberación de CO_2 a la atmósfera proveniente del carbono orgánico almacenado en el suelo. El cambio de uso se suelo está asociado principalmente al constante crecimiento de la población que demanda la extensión de las zonas urbanas y, a su vez, un incremento en la producción de alimentos, aumentando la necesidad convertir los ecosistemas naturales en zonas urbanas o agrícolas (Albaladejo *et al.*, 2013; Pouyat *et al.*, 2002).

El suelo es un recurso no renovable que tiene múltiples funciones, siendo una de ellas el representar el principal reservorio de carbono del planeta con 1460 giga toneladas, siendo casi tres veces la cantidad almacenada por la atmósfera (Yang *et al.*, 2014). Por esta razón, los suelos también representan uno de los mayores flujos de CO_2 (respiración del suelo) a la atmósfera, esto en función las condiciones bióticas y abióticas en que se encuentre el ecosistema.

En particular, los efectos del cambio de uso de suelo, en la respiración del suelo en las zonas áridas y semiáridas del país no han sido estudiadas a profundidad. En este sentido, los objetivos del presente estudio buscan: i) determinar el efecto del cambio de uso de suelo en la respiración de este, y ii) analizar las variables ambientales que están influyendo en dicha respiración del suelo.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El estudio se llevó a cabo en los municipios de Saltillo, Ramos Arizpe y General Cepeda, dentro de la región biogeográfica Desierto Chihuahuense en la región sureste del estado de Coahuila de Zaragoza, México (Figura 1). El clima es seco, semi-seco y muy seco con temperatura promedio de 17 °C y temperatura de 30 a 36 °C desde abril a octubre. El promedio de precipitación total anual es de 484 mm con la mayor precipitación en julio, agosto y septiembre (WorldClim, 2017). Los suelos dominantes son Litosoles y Xerosoles y Regosoles, los cuales presentan una clase textural media y fases físicas petrocálcicas y predregosas (INEGI, 2007). La vegetación dominante corresponde a matorral desértico rosetófilo y micrófilo y las especies dominantes son, *Fouquieria splendens*, *Larrea tridentata, Yucca carnerosana, Yucca filifera, Dasylirion cedrosanum* y numerosas especies de cactáceas, incluyendo *Echinocactus* spp*., Echinocereus* spp*., Mammillaria* spp*., Opuntia* spp. entre otras.

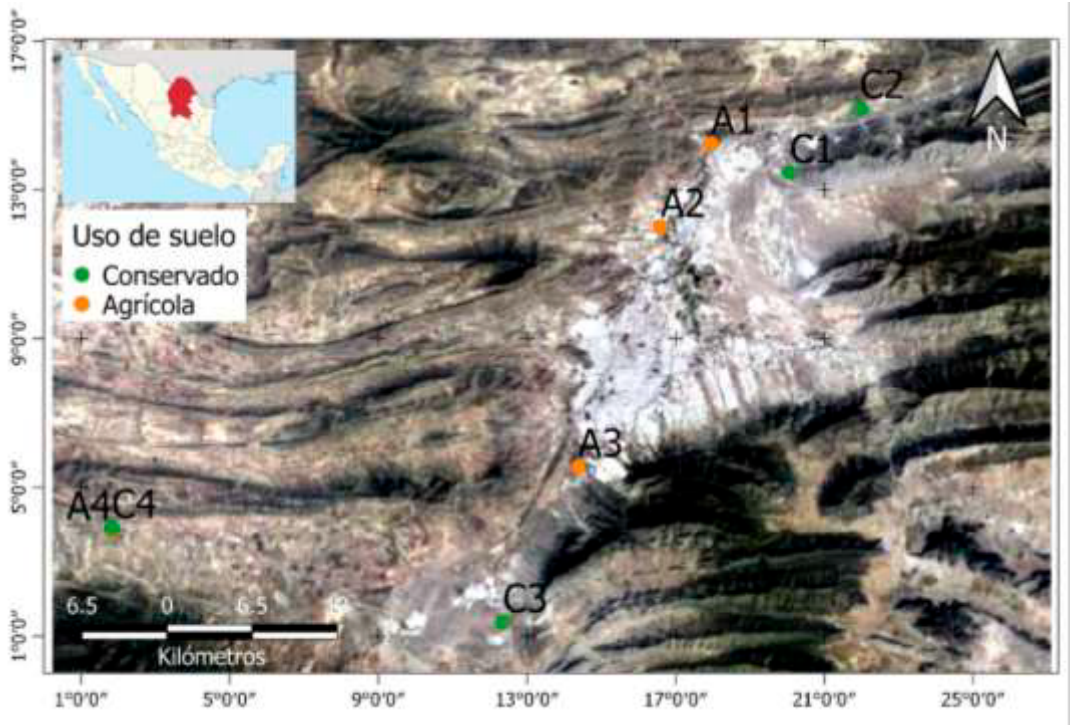

Figura 1. Localización del área de estudio.

Metodología

Se identificaron sitios de muestreo agrícolas y conservados, con cuatro sitios de cada uso de suelo con distintas intensidades de uso. Se seleccionaron 5 puntos (réplicas) por sitio mediante transectos lineales con separación de 30 m (n=40), en los cuales se colocaron anillos de PVC de 4" de diámetro a una profundidad de 5 cm. Los collares fueron colocados un 24 h antes de la medición de R_S. El muestreo se realizó en los meses de febrero, abril, junio, agosto, octubre y diciembre de 2019 y los meses de febrero, abril, junio y agosto de 2020, en el horario de máxima actividad de respiración del suelo (12:00-16:00) y alternando los sitios de medición. En cada punto de muestreo se determinó el flujo de CO_2 durante 60 segundos utilizando una cámara de respiración a través de un equipo EGM-5 (PP Systems, USA) y la cámara SRC-1, acoplada a los anillos mencionados. Adicionalmente, se midió *in situ* la temperatura ambiental, humedad relativa ambiental con una microestación WatchDog (mod. 1450), temperatura y humedad del suelo con un sensor hydraprobe III conectado al EGM (Stevens water), y la radiación fotosintéticamente activa (PAR), con un sensor MQ-200 (Apogee Instruments). Se determinó el efecto del cambio de uso de suelo en la R_S mediante Análisis de Varianza (Doetterl *et al.*) de dos vías ($p<0.05$). También se realizaron análisis de correlación de Pearson's entre la R_S y las variables ambientales. Todos los análisis estadísticos se realizaron con el software STATISTICA V10.0, y se graficó con el software Sigma Plot V12.5.

Resultados y Discusión

Los resultados de la R_S muestran alta variabilidad temporal entre los usos de suelo como se muestra en la Figura 2. Los sitios agrícolas presentan una mayor R_S con una variación de 0.18 a 0.60 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}; en comparación con los sitios conservados, presentando una variación de 0.02 a 0.34 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}.

Esta variabilidad se debe principalmente al manejo propio de cada uso de suelo, mientras que a los sitios agrícolas se les aplicó riego y fertilización de manera frecuente, en los sitios conservados, únicamente se presenta la precipitación ocasional que se da de forma natural.

Los flujos más altos de R_S se registraron en el mes de junio para ambos usos de suelo, lo que coincide con el mes con mayor porcentaje de humedad relativa y del suelo, lo cual está asociado a los eventos de precipitación durante este mes, que coincide con la temporada de lluvia (Noy-Meir, 1973). A su vez, las altas tasas de respiración del suelo están relacionadas con la fertilización de los sitios agrícolas, ya que promueve el crecimiento de la vegetación (follaje y raíces), liberando más exudados y acumulando más materia orgánica en el suelo (Omay *et al.*, 1997).

Las tasas de R_S más bajas se registraron en el mes de diciembre para los sitios agrícolas, asociadas al bajo manejo de los sitios en este mes (riego y fertilizantes) y a la baja o nula producción de cultivos, ocasionando una menor incorporación de materia orgánica al suelo (Euskirchen *et al.*, 2003; Raich *et al.*, 2002). Para los sitios conservados, la R_S más baja se registró en el mes de agosto. Estos resultados están relacionados con el bajo contenido de humedad del suelo (4.16%), ocasionando que los microorganismos disminuyan su actividad o permanezcan inactivos, reaccionando al estrés hídrico característico de las zonas árida (Flores-Rentería *et al.*, 2018; Metcalfe *et al.*, 2007).

El análisis de ANOVA mostró que el uso de suelo y los meses de muestreo tuvieron un efecto significativo para la R_S y las condiciones ambientales. Sin embargo, no se observó un efecto de interacción significativo entre ambos factores para la R_S.

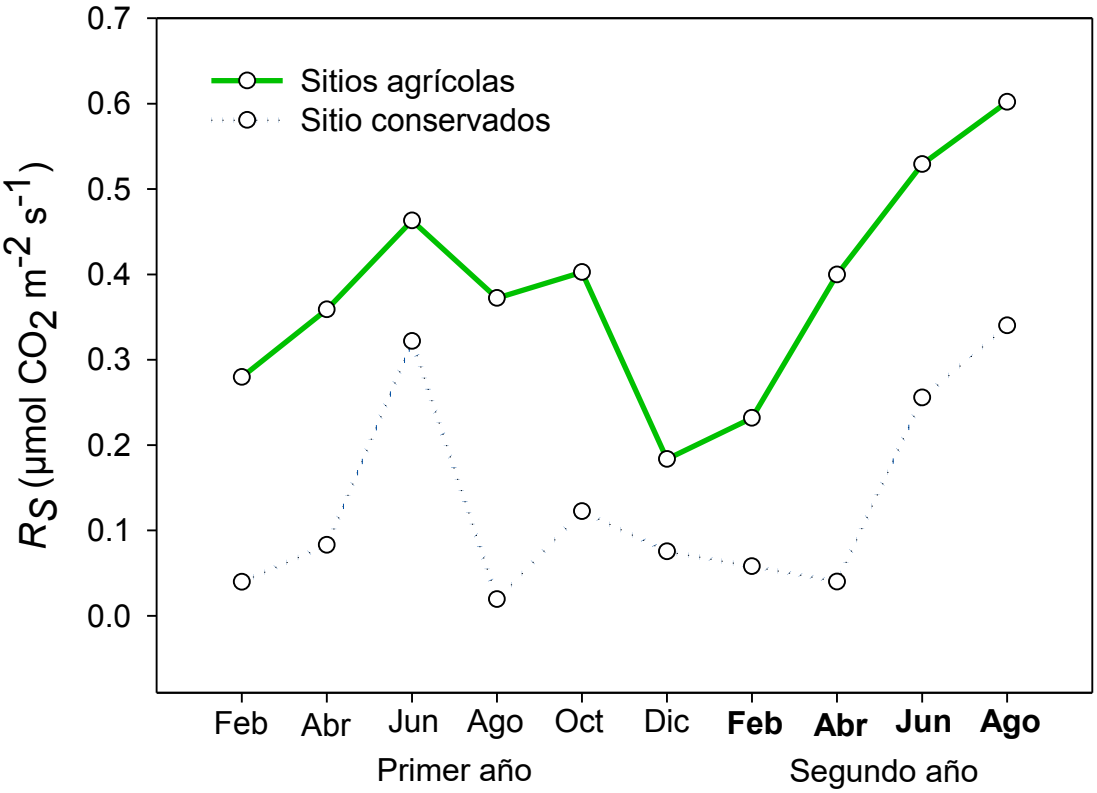

Figura 2. Variación temporal de la respiración del suelo (Rs), en suelos con distinto uso en el sureste del Estado de Coahuila.

En el Cuadro 2 se presentan los resultados de las correlaciones entre las variables ambientales. Se observa una correlación de la R_S con todas las variables, principalmente con la humedad del suelo en un 65%. Así como, una alta correlación entre la temperatura ambiental y la temperatura del suelo, además de la correlación positiva entre temperatura ambiental y el PAR.

Lo anterior reafirma la idea de que en ambientes áridos la R_S está controlada por la humedad de este (Curiel Yuste *et al.*, 2007; Zhang *et al.*, 2018). Lo anterior se puede atribuir a que las condiciones de humedad en el suelo controlan la actividad metabólica de los microorganismos en los suelos (Wang *et al.*, 2013); así como el rápido crecimiento de la vegetación. En este sentido, en un suelo seco el funcionamiento de las comunidades microbianas es mínimo, disminuyendo así el flujo de C a la atmósfera (Curiel Yuste *et al.*, 2007).

Cuadro 2. Correlación de Pearson entre las condiciones ambientales en la medición de la respiración del suelo con diferentes usos en el sureste del Estado de Coahuila.

	Ta suelo	H suelo	Ta ambiental	H relativa	PAR
R_S	0.16**	0.65***	0.23***	0.42***	0.27***
Ta suelo		-0.09	0.86***	-0.12*	0.47***
H suelo			0.11*	0.30***	-0.001
Ta ambiental				-0.11*	0.52***
H relativa					0.03

(***p<0.001; ** p<0.01; *p<0.05). *Rs* = Respiración del suelo (µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}) Ta= temperatura, H= humedad, PAR= Luz fotosintéticamente activa.

Conclusiones

La variación temporal de la R_S en zonas áridas y semiáridas bajo diferentes usos de suelo (agrícola y conservado) confirma que cualquier cambio en el manejo de los sitios, así como en las condiciones ambientales y microclimáticas del suelo generan reacciones características de la actividad microbiana, aumentando o disminuyendo la liberación de C a la atmósfera. Los menores valores de R_S de los sitios conservados nos indican que al convertir estos sitios en agrícolas estaremos liberando a la atmósfera una mayor cantidad de CO_2.

En el ecosistema árido del norte de México la cantidad de estudios referentes a la variabilidad temporal de la R_S son aún reducidos, por lo que le presente trabajo puede considerarse como una línea base y de referencia para estudios futuros sobre la influencia del cambio climático en la tasa de respiración edáfica a través del tiempo en la región sureste del estado de Coahuila de Zaragoza. Aunque los resultados obtenidos hasta el momento presentan alta variabilidad en los dos usos de suelo, estos resultados sólo representan la primera campaña de trabajo de campo y parte de la segunda, por lo que esperamos representar la variabilidad interanual de la R_S al término de la segunda campaña.

Agradecimientos

Al CINVESTAV-Unidad Saltillo por las facilidades prestadas para la realización del proyecto del fondo sectorial CONACyT-INEGI (289644).

Literatura citada

Albaladejo, J., Ortiz, R., Garcia-Franco, N., Navarro, A.R., Almagro, M., Pintado, J.G.and Martínez-Mena, M. 2013. Land use and climate change impacts on soil organic carbon stocks in semi-arid Spain. J. Soils Sed. 13: 265-277.

Curiel Yuste, J., Baldocchi, D., Gershenson, A., Goldstein, A., Misson, L.and Wong, S. 2007. Microbial soil respiration and its dependency on carbon inputs, soil temperature and moisture. Global Change Biol. 13: 2018-2035.

Doetterl, S., Stevens, A., Six, J., Merckx, R., Van Oost, K., Pinto, M.C., Casanova-Katny, A., Muñoz, C., Boudin, M.and Venegas, E.Z. 2015. Soil carbon storage controlled by interactions between geochemistry and climate. Nat. Geosci. 8: 780-783.

Euskirchen, E.S., Chen, J., Gustafson, E.J.and Ma, S. 2003. Soil respiration at dominant patch types within a managed northern Wisconsin landscape. Ecosystems 6: 595-607.

Flores-Rentería, D., Yuste, J.C., Valladares, F.and Rincón, A. 2018. Soil legacies determine the resistance of an experimental plant-soil system to drought. Catena 166: 271-278.

INEGI, Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. 2007. Conjunto de Datos Vectorial Edafológico, escala 1: 250 000, Serie II (Continuo Nacional), México. https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825235680, consultado el 20 de junio de 2020.

Lal, R. 2004. Carbon sequestration in dryland ecosystems. Environ. Manage. 33: 528-544.

Metcalfe, D.B., Meir, P., Aragao, L., Malhi, Y., Da Costa, A., Braga, A., Gonçalves, P., de Athaydes, J., De Almeida, S.and Williams, M. 2007. Factors controlling spatio-temporal variation in carbon dioxide efflux from surface litter, roots, and soil organic matter at four rain forest sites in the eastern Amazon. J. Geophys. Res. Biogeosci. 112.

Montaño, N., Ayala, F., Bullock, S., Briones, O., García Oliva, F., García Sánchez, R., Maya, Y., Perroni, Y., Siebe, C.and Tapia Torres, Y. 2016. Carbon stocks and fluxes in arid and semiarid ecosystems of Mexico: synthesis and prospects. Terra Latinoamericana 34: 39-59.

Noy-Meir, I. 1973. Desert ecosystems: environment and producers. Annu. Rev. Ecol. Syst. 4: 25-51.

Omay, A., Rice, C., Maddux, L.and Gordon, W. 1997. Changes in soil microbial and chemical properties under long-term crop rotation and fertilization. Soil Sci. Soc. Am. J. 61: 1672-1678.

Pachauri, R.K., Allen, M.R., Barros, V.R., Broome, J., Cramer, W., Christ, R., Church, J.A., Clarke, L., Dahe, Q.and Dasgupta, P., 2014. Climate change 2014: synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Ipcc.

Pouyat, R., Groffman, P., Yesilonis, I.and Hernandez, L. 2002. Soil carbon pools and fluxes in urban ecosystems. Environ. Pollut. 116: S107-S118.

Raich, J.W., Potter, C.S.and Bhagawati, D. 2002. Interannual variability in global soil respiration, 1980–94. Global Change Biol. 8: 800-812.

Wang, Y.-g., Zhu, H.and Li, Y. 2013. Spatial heterogeneity of soil moisture, microbial biomass carbon and soil respiration at stand scale of an arid scrubland. Environ. Earth Sci. 70: 3217-3224.

WorldClim, Global Climate Data v. 2.0. 2017. https://www.worldclim.org/, consultado en Junio de 2020

Yang, H., Li, X., Wang, Z., Jia, R., Liu, L., Chen, Y., Wei, Y., Gao, Y.and Li, G. 2014. Carbon sequestration capacity of shifting sand dune after establishing new vegetation in the Tengger Desert, northern China. Sci. Total Environ. 478: 1-11.

Zhang, T., Zhang, Y., Xu, M., Zhu, J., Chen, N., Jiang, Y., Huang, K., Zu, J., Liu, Y.and Yu, G. 2018. Water availability is more important than temperature in driving the carbon fluxes of an alpine meadow on the Tibetan Plateau. Agricultural and Forest Meteorology 256: 22-31.

6.22. Almacenes de carbono orgánico del suelo en humedales ribereños y tierras altas adyacentes

Sandoval-Aparicio Juan C.[1]; Gutiérrez-Castorena Ma. del C.[1]; Ortiz-Solorio Carlos A.[1] y Cruz-Flores Gerardo[2]

[1]Posgrado en Edafología, Colegio de Postgraduados Campus Montecillo. Carretera México-Texcoco km 36.5, CP 56230, Montecillo, Texcoco, Estado de México.
[2]Edafologia y Fisiología de la Nutrición Vegetal, Facultad de Estudios superiores Zaragoza, UNAM. Batalla 5 de mayo SN, Ejército de Oriente Zona Peñón, Iztapalapa, 09230 Ciudad de México, CDMX.
Autor para correspondencia: ecounamfz@outlook.com; edaynuve@gmail.com; edaynuve@unam.mx

Resumen

Los suelos de los humedales ribereños se han reconocido como regiones importantes de almacenamiento de carbono; no obstante, en México estos ecosistemas han sido poco estudiados. El objetivo de este estudio fue estimar el contenido de carbono orgánico en suelos ribereños y las tierras adyacentes para comparar su capacidad para almacenar carbono. El estudio se llevó a cabo en tres ecosistemas ribereños distribuidos en diferentes pisos altitudinales en el Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatépetl. En cada sitio se estableció una catena perpendicular a la corriente con tres puntos de muestreo: llanura de inundación, ladera media y ladera alta. En cada punto se tomaron muestras de suelo superficial y se determinó el contenido de COS de la fracción fina (< 0.25 mm) por el método de combustión húmeda de Walkley y Black (1934). Los abanicos aluviales bajo pastizal montano almacenan los mayores contenidos (214.5 g C kg^{-1}) debido al relieve local, al fuerte hidromorfismo y a bajas temperaturas que permiten la acumulación de la materia orgánica. En contraste los suelos agrícolas contienen menos carbono (21.06 g C kg^{-1}) como consecuencia de la remoción de la cubierta vegetal y la erosión. De tal manera que el estudio, la preservación y restauración de los bosques ribereños podría ser un área de oportunidad para un mayor conocimiento del COS en estos ecosistemas, y que contribuya a los planes estales ante el cambio climático.

Palabras clave: *humedales; suelos de montaña; contenidos de carbono; ecosistemas ribereños.*

Abstract

Riparian wetland soils have been recognized as important carbon storage regions; however, in Mexico these ecosystems have been little studied. The aim of the study was to estimate the organic carbon content in riparian soils and adjacent uplands to compare their capacity to store carbon. The study was carried out in three riparian ecosystems distributed in different altitudinal floors in the Iztaccíhuatl-Popocatépetl National Park. In each site a catena perpendicular to the stream was established with three sampling points: floodplain, middle slope, and high slope. Surface soil samples were taken at each point and the organic carbon content of the fine fraction (<0.25 mm) was determined by the wet combustion method of Walkley and Black (1934). The alluvial fans under montane grassland store the highest contents (214.5 g C kg^{-1}) due to the local relief, the strong hydromorphism and the low temperatures that allow the accumulation of organic matter. In contrast, agricultural soils contain less carbon (21.06 g C kg^{-1}) as a consequence of the removal of vegetation cover and erosion. In such a way that the study, preservation and restoration of of the riparian strips will can be an area of opportunity for a greater knowledge of SOC in these ecosystems, and that it contributes to state plans in the face of climate change.

Key words: *wetlands; mountain soils; carbon contents; riparian ecosystems.*

Introducción

Los ecosistemas ribereños son áreas de transición entre los ecosistemas terrestres y acuáticos que juegan un papel fundamental en el suministro de servicios de regulación, culturales y de apoyo (Naiman *et al*., 1993; Allan, 2004). Estos humedales son componentes dinámicos del ciclo del carbono en los ecosistemas terrestres pues se encargan de distribuir sedimentos y carbono orgánico (CO) a través del paisaje. A su vez, la distribución espacial del carbono dentro de los ecosistemas ribereños regula el suministro de C al océano y la atmósfera, la retención y el almacenamiento de este elemento dentro del suelo e influye en el mantenimiento de las redes alimentarias (Tockner y Stanford, 2002). Actualmente se reconocen como importantes regiones de almacenamiento CO con un potencial considerable para mitigar el calentamiento global a través de la captura de CO_2 atmosférico en los compartimentos vegetales y edáficos (Batjes, 1996; Ricker *et al*., 2013).

El alto contenido de C en estos ecosistemas se atribuye a varias de sus características, entre las que se destacan: a) la alta productividad primaria, que proporciona a los suelos grandes cantidades de materia orgánica autóctona; b) al ingreso periódico de sedimentos y mariales orgánicos; y c) al fuerte hidromorfismo que limita la descomposición de la materia orgánica (Ricker *et al*., 2013; Graf-Rosenfellner *et al*., 2016). Sin embargo, la degradación de estos ecosistemas, comúnmente por la eliminación de la vegetación o la modificación del régimen hídrico natural, debido a diversas actividades antrópicas afecta su capacidad para almacenar carbono, convirtiéndolos en una fuente de emisión de CO_2 (Manci, 1989). En México, la información disponible acerca de los almacenes de carbono en los ecosistemas acuáticos epicontinentales es muy reducida si se considera la extensión y la heterogeneidad climática y topográfica del país; lo que da lugar a una gran heterogeneidad en los ecosistemas acuáticos y una gran incertidumbre en las estimaciones de los almacenes de carbono en estas zonas. Por lo tanto, el objetivo de este trabajo fue cuantificar los contenidos de carbono orgánico del suelo en tres ecosistemas ribereños de montaña distribuidos en diferentes pisos altitudinales, con vegetación contrastante y con diferente uso de suelo del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatépetl.

Materiales y Métodos

El estudio se realizó en la cuenca de Alcalica, en la vertiente occidental del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatépetl (Figura 1), donde se seleccionaron tres sistemas ribereños distribuidos entre 2500 m y 4000 m de altitud, cada uno con biotopos contrastantes.

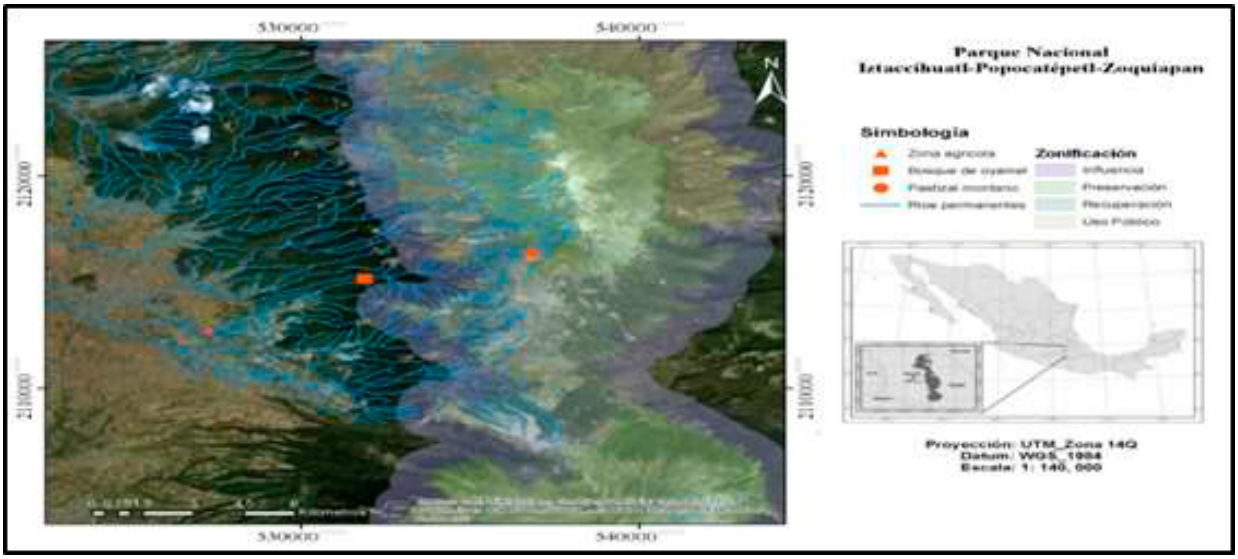

Figura 1. Ubicación de los sitios de estudio en la vertiente occidental del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatépetl.

El sitio uno se ubicó en la cota altitudinal de 4000 m s. n. m. donde la precipitación media anual es de 800 mm con una temperatura de 5.5 °C, la vegetación dominante es el pastizal o zacatonal montano y con un relieve de origen glacial.

El sitio dos se estableció a 3000 m s. n. m., en este piso altitudinal la temperatura media anual es de 10 °C, la precipitación media anual es de 1200 mm y la vegetación consta de bosques densos de *Abies religiosa*. El sitio tres se dispuso en la cota altitudinal de 2500 m s. n. m., la temperatura media anual es de 12 °C y la precipitación oscila entre 880 y 1000 mm el principal uso de suelo es la agricultura de secano. En esta zona se seleccionó un bosque ribereño fragmentado (bosque mixto) donde la vegetación se presenta como franjas muy estrechas asociadas con los taludes de corrientes sinuosas inmersas dentro de las tierras de uso agrícola.

En cada sitio se establecieron tres posiciones de muestreo dentro de una catena (Figura 2): llanura de inundación, ladera media y ladera alta (N = 9). Estas tres formas de relieve son características de los ecosistemas ribereños, tienen distintos procesos de formación de suelo e hidrología, y se han utilizado para la caracterización y el muestreo de prados ribereños de alta montaña (Blank *et al*., 2006; Norton *et al*., 2011). En cada posición se describió la geomorfología, la vegetación, relieve y pendiente y se colectaron muestras de suelo de 0 a 30 cm. Las muestras de suelos se secaron y tamizaron para obtener la fracción de tierra fina (< 2 mm) y posteriormente se utilizó un tamiz de 0.25 mm para eliminar los restos de raíces finas. Los análisis físicos y químicos fueron los siguientes: textura (método de pipeta), densidad aparente por el método del terrón parafinado, humedad gravimétrica, reacción del suelo (pH, relación suelo: agua) 1: 2,5); capacidad de intercambio catiónico (CIC), nitrógeno total por el método de Kjeldahl, fósforo disponible por el método de Bray y carbono orgánico (CO) con el método de combustión húmeda de Walkley y Black. Todas las metodologías están incluidas en el manual de procedimientos para el análisis de suelos, que fue editado por Van Reeuwijk (2002).

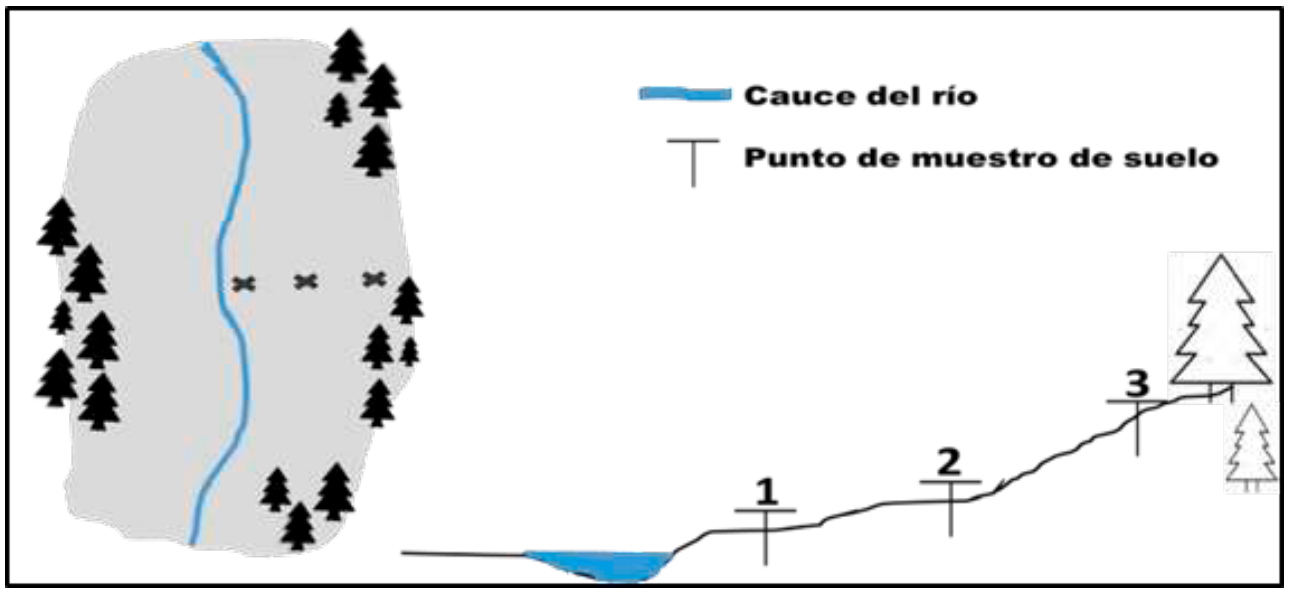

Figura 2. Esquema del diseño de muestreo dentro de cada ambiente ribereño.
Las posiciones corresponden a: 1: llanuras de inundación; 2) zona media de la pendiente que aun recibe influencia del frente de humedad y 3) parte alta de la ladera.

Con el fin de comparar el COS total del perfil de suelo, en diferentes posiciones dentro de cada sistema ribereño, los resultados se sometieron a un análisis de varianza y una comparación de medias mediante el criterio de diferencia mínima significativa de Tukey ($P \leq 0.05$) y para analizar la relación del CO con otras propiedades edáficas se realizó un análisis de correlación (correlación simple de Pearson). Los

análisis estadísticos se realizaron con el software SAS University Edition (University Edition, SAS Institute Inc., Cary, NC, USA).

Resultados y Discusión

El sitio uno es un valle intermontano de origen glacial con múltiples corrientes y escurrimientos (perenes y estacionales) originadas por el deshielo. Las características del relieve permiten la formación de amplios abanicos aluviales, poco frecuentes en ríos de alta montaña (Cruz-Flores *et al*., 2019). El sitio dos es un valle con forma de V, típicos de zonas montañosas. Generalmente, se consideran como relieves jóvenes y se caracterizan por fondos estrechos y laderas abruptamente inclinadas, con caudales de alta energía y gran capacidad erosiva (Montgomery y Buffington, 2013). Las pendientes son pronunciadas en el cauce (25 a 30%), con lecho rocoso y llanuras de inundación muy reducidas. El tercer sitio tiene un relieve tipo cóncavo y una pendiente entre 5 y 12%. En este piso altitudinal los sitios de muestreo tuvieron características contrastantes, las llanuras de inundación mantienen una densa vegetación herbácea que disminuye notablemente en la ladera media; en tanto en la ladera alta la vegetación natural ha sido eliminada para abrir zonas de cultivo.

La distribución de las propiedades edáficas se comporta de manera irregular entre las distintas posiciones de los sistemas ribereños (Cuadro 1), esta irregularidad se debe a las diferencias en el relieve local en las catenas, ya que controla la intensidad de la energía radiante que reciben, el drenaje del suelo, los procesos de escorrentía, erosión y deposición de sedimentos (Durak y Surucu, 2005). En la mayoría de los casos los suelos ribereños al fondo del valle tienden a tener un mayor porcentaje de humedad y arena y menores porcentajes de limo que los suelos en las partes altas de las laderas. De a igual modo el contenido de fosforo y nitrógeno tiende a incrementarse en las partes bajas de las laderas esto debido a la lixiviación y traslocación lateral de materiales y elementos solubles (Hoffmann, 2009). Por otra parte, el incremento de la densidad, la disminución de la humedad y capacidad de intercambio catiónico en la zona agrícola se pueden atribuir a la compactación del suelo, la degradación química por declinación de la fertilidad y la erosión (Porta *et al*., 1999; Buffington y Montgomery, 2013).

Cuadro 1. Valores medios de las propiedades edáficas en diferentes catenas perpendiculares a la corriente del cauce del río Alcalica.

Propiedad	Pastizal Montano			Bosque de oyamel			Zona agrícola		
	RPM	AAPM		RBO	PBO	LMBO	RZA	LMZA	LAZA
Humedad (%)	53.8	91.49	37.4	44.3	38.8	28	39.1	10.74	7.38
Da (g cm^{-3})	0.95	0.57	1.04	1.36	1.07	0.96	1.46	1.44	1.30
Arena (%)	57.92	0.00	37.12	71.22	51.53	39.45	30.56	60.51	67.74
Limo (%)	30.20	0.00	56.36	24.46	36.22	45.85	65.41	31.15	25.81
Arcilla (%)	11.88	0.00	6.52	4.32	12.24	14.71	4.03	8.34	6.45
pH	4.55	5.35	4.65	4.70	4.85	5.0	6.25	6.35	6.15
CIC cmol(+)kg^{-1}	17.43	54.75	24.04	10.04	29.10	31.43	25.01	17.24	28.90
NT (g kg^{-1})	7.63	14.43	5.09	2.94	7.52	8.54	3.43	2.57	3.00
P (mg kg^{-1})	20.46	9.29	3.40	47.30	6.40	5.09	29.83	23.76	43.62

RPM: llanura de inundación**. AAPM**: abanico aluvial. **LMPM**: ladera media. **RBO**: Llanura de inundación**. PBO**: pie de ladera**. LMBO**: ladera media. **RZA**: llanura de inundación. **LMZA**: ladera media. **LAZA**: ladera alta.

De acuerdo con la FAO (2017), el mayor porcentaje de COS ocurre en los primeros 30 cm del suelo, como consecuencia de la actividad biológica. En los suelos estudiados el COS varía entre 21 y 214 g kg^{-1} dentro de los primeros 30 cm del suelo. Estos resultados mostraron que los suelos ribereños o los más cercanos al canal contienen más COS (g kg^{-1}) que las tierras altas adyacentes (Figura 3).

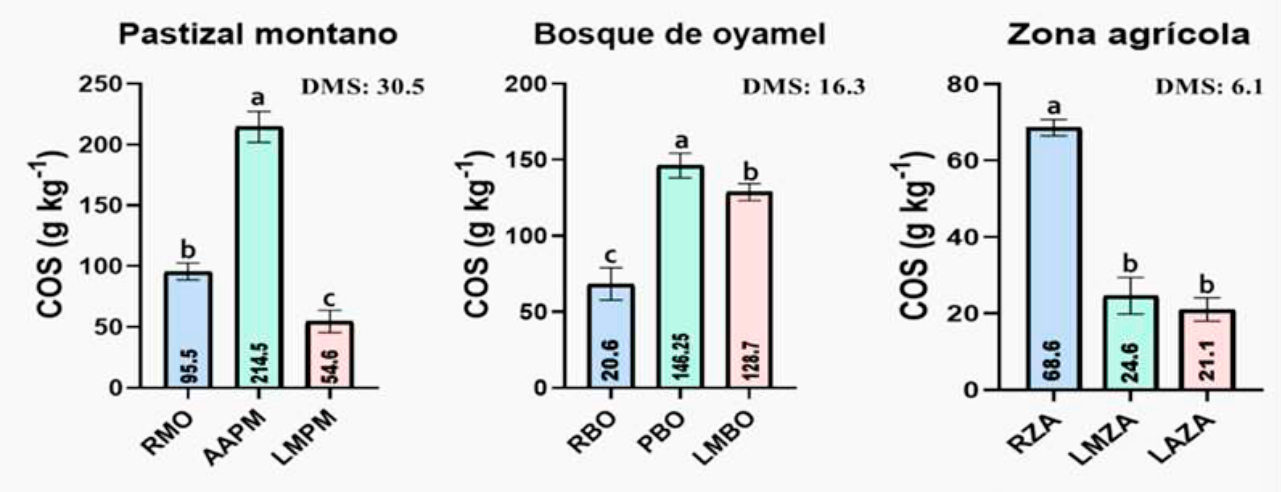

Figura 3. Contenido de carbono orgánico en el horizonte superficial (20 cm) de suelos ribereños y tierras altas adyacentes bajo diferentes tipos de vegetación.
Las barras de error representan el error estándar la media y las letras sobre las barras indican diferencias significativas (Tukey P< 0.05). **RPM**: llanura de inundación**. AAPM**: abanico aluvial. **LMPM**: ladera media. **RBO**: Llanura de inundación**. PBO**: pie de ladera**. LMBO**: ladera media. **RZA**: llanura de inundación. **LMZA**: ladera media. **LAZA**: ladera alta.

Respecto a los contenidos COS, en el pastizal montano, el mayor contenido (214.5 g C kg^{-1}) se encontró en el abanico aluvial (AAPM) asociado a las fuertes condiciones de hidromorfismo y las bajas temperaturas, mientras que el menor (54.60 g C kg^{-1}) se encontró en la parte media de la ladera (LMPM) en el sitio más alejado de la corriente. A nivel nacional, los estudios en estos ecosistemas muestran un promedio de 34.67 ± 8.36 g C kg^{-1} (± SD) (Rojas-García *et al*., 2017; Cruz *et al*., 2019), lo que significa que los pastizales en el área de influencia ribereña contienen 35% más COS que otros pastizales de alta montaña.

En cuanto a el bosque de oyamel, los valores más altos (146.2 g C kg^{-1}) ocurrieron al pie de la ladera (PBO) en la zona de influencia ribereña y los más bajos (68.25 g C kg^{-1}) en la zona adyacente al canal (RBO) donde los suelos se desarrollan a partir de sedimentos. Se encontró que los suelos analizados almacenan hasta 55% más carbono en el horizonte superficial que otros suelos ribereños bajo condiciones similares (45.9 g C kg^{-1}) dentro del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatépetl y su área de influencia (Cruz *et al*., 2019)

En la zona agrícola, la existencia más alta de COS (68.6 g C kg^{-1}) se encontró en suelos ribereños (RZA) dentro de la franja de vegetación conservada y los contenidos más bajos (21.1 g C kg^{-1}) ocurrieron en los suelos agrícolas (LAZA), lo que sugiere una reducción de más del 60%, debido a la eliminación de la cubierta vegetal, que combinado con la precipitación han contribuido a la pérdida de COS por erosión. De acuerdo con la FAO (2017), el cambio de uso de suelo es una de las principales causas de emisión de CO_2 a la atmosfera; además señalan que el cambio de uso, así como el cambio en la cobertura vegetal impulsa fuertes variaciones en los contenidos de COS.

Los altos contenidos de COS encontrados en los suelos ribereños pueden atribuirse a los altos contenidos de humedad que prevalecen en estas zonas, pues favorecen el crecimiento, la densidad y diversidad de la vegetación que se traduce en altos aportes de materia orgánica autóctona (Zehetner *et al*., 2009; Cierjacks *et al*., 2010). Sutfin y Wohl (2017) indican que las condiciones saturadas y temperaturas frías, típicas de riberas de montaña, limitan la descomposición y el metabolismo microbiano del CO. Esta relación fue más evidente a través de la correlación encontrada entre el COS y el contenido de humedad residual ($r = 0.78$, $p < 0.001$).

Por otra parte, se encontró una relación positiva entre el COS y el porcentaje de arcillas ($r = 0.87$, $p < 0.001$), por la alta afinidad del CO con los materiales más finos del suelo o los sedimentos del río (Cabezas y Comín, 2010). Los suelos de textura más gruesa suelen contener menos CO (Hoffmann *et*

al., 2009; Qin *et al*., 2017), pues el carbono orgánico autóctono y trasportado por las corrientes tiene menos superficies minerales en las que puede adsorberse (Wohl *et al*., 2012). En este caso la relación negativa ($r = -0.78$, $p < 0.0004$) encontrada entre el COS y el porcentaje de arena respalda estas observaciones. Este último puede ser el caso de los suelos ribereños bajo bosque de oyamel (RBO), que tuvieron el mayor contenido de arena y los menores contenidos de COS en comparación con los suelos adyacentes.

Conclusiones

Los resultados obtenidos indican que los suelos ribereños de montaña tienen la capacidad de almacenar más carbono que las tierras altas adyacentes. Se encontró que la alta productividad primaria; así como las condiciones de hidromorfismo pueden ser los principales impulsores de la acumulación de COS en estas zonas.

El deterioro de estos ecosistemas, principalmente la eliminación de la vegetación natural, acelera la erosión de los suelos y disminuye las reservas de carbono en más del 60%, esto se traduce, no solamente en la disminución de las reservas de COS, sino también en la disminución de la calidad y el suministro de agua, el control de la contaminación no puntual y la pérdida de hábitat y biodiversidad.

Literatura citada

Allan, J. 2004. Landscapes and riverscapes: the influence of land use on stream ecosystems. Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics 35:257-284.

Batjes N. 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. European Journal of Soil Science 47: 151–163.

Blank, R.R., T. Svejcar, and G. Riegel. 2006. Soil attributes in a Sierra Nevada riparian meadow as influenced by grazing. Rangeland Ecology and Management 59(3):321–330.

Buffington, J.M. and D. R. Montgomery. 2013. Geomorphic classification of rivers. pp. 730-767. In: Shroder, J. and E. Wohl (eds.). Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego.

Cabezas, A. and F. A. Comín. 2010. Carbon and nitrogen accretion in the topsoil of the Middle Ebro River Floodplains (NE Spain): Implications for their ecological restoration. Ecological Engineering 36: 640-652.

Cierjacks, A., B. Kleinschmitt, M. Babinsky, F. Kleinschroth, A. Markert, M. Menzel, U. Ziechmann, T. Schiller, M. Graf and F. Lang. 2010. Carbon stocks of soil and vegetation on danubian floodplains. Journal of Plant Nutrition and Soil Science 173: 644–653.

Cruz-Flores, G., I. Santiago-Aguilar, E. A. Guerra-Hernández y J. M. Valderrábano-Gómez. 2019. Contenidos de carbono orgánico en ecosistemas ribereños de montaña de México. Revista Latinoamericana el Ambiente y las Ciencias, 10(24): 70-93.

Durak, A. and A. Surucu. 2005. Soil formation on different landscape in semi-humid region of Turkey. Journal of Agronomy 4(3): 191-195.

FAO. 2017. Soil Organic Carbon: the hidden potential. Food and Agriculture Organization of the United Nations Rome, Italy.

Graf-Rosenfellner, M., A. Cierjacks, B. Kleinschmit and F. Lang. 2016. Soil formation and itsimplications for stabilization of soil organic matter in the riparian zone. Catena 139: 9-18.

Hoffmann, T., S. Glatzel and R. Dikau. 2009. A carbon storage perspective on alluvial sediment storage in the Rhine catchment. Geomorphology 108: 127–137.

Hoffmann, T., S. Glatzel and R. Dikau. 2009. A carbon storage perspective on alluvial sediment storage in the Rhine catchment. Geomorphology 108: 127–137.

Manci, K.M. 1989. Riparian ecosystem creation and restoration: a literatura summary. U.S. Fish and Wildlife Service Biological Report 89(20): 59 p.

Naiman, R., H. Décamps and M. Pollock. 1993. The role of riparian corridors in maintaining regional biodiversity. Ecological Applications 3(2): 209-212

Norton, J. B., L. J. Jungst, U. Norton, H. R. Olsen, K. W. Tate and W. R. Horwath. 2011. Soil carbon and nitrogen storage in upper montane riparian meadows. Ecosystems 14(8): 1217–1231.

Porta J., M. Lopez-Acevedo R. and C. Roquero. 1999. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundi Presensa. Madrid, España. 880 p.

Qin, Y., X. Zhonhbao, D. Wang and Y. Xiao. 2017. Soil organic carbon storage and its influencing factors in the riparian woodlands of a Chinese karst area. Catena 153:21-29.

Ricker, M.C., M.H Stolt. S. W. Donohue, G. A. Blazejewski and M.S. Zavade. 2013. Soil organic carbon pools in riparian landscapes of southern new England. Soil Science Society of America Journal 77: 1070–1079.

Rojas-García, F., G. H. Santoyo-Gómez, E. González-Montiel, A. Velázquez-Rodríguez y J. I. Pulido-Ponce. 2017. La ciencia del suelo en el ciclo del carbono de México. Elementos para Políticas Públicas 1(2):131-158.

Sutfin, N. A. and E.Wohl. 2017. Substantial soil organic carbon retention along floodplains of mountain streams. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 122 (7): 1325–1338.

Tockner, K. and J. A. Stanford. 2002 Riverine flood plains: present state and future trends. Environmental Conservation 29: 308–30.
Wohl, E., K. Dwire, N. Sutfin, L. Polvi and R. Bazan. 2012. Mechanisms of carbon storage in mountainous headwater rivers. Nature Communications 3: 1263.
Zehetner, F., G. J. Lair G.J. and M. H. Gerzabek. 2009. Rapid carbon accretion and organic matter pool stabilization in riverine floodplain soils. Glob. Biogeochem. Cycles 23, GB4004.

6.23. Carbono en el sistema agua-sedimento-suelo a lo largo de la subcuenca del río Nexapa, Puebla

Guerra-Hernández E.[1]; Ramírez-Cabrera José A.[1]; Monfil-Hernández F.[1] y Cruz-Flores G.[2]

[1]Laboratorio de Calidad de Agua y Ecohidrología. Facultad de Estudios Superiores Zaragoza, Universidad Nacional Autónoma de México. Batalla 5 de mayo s/n, Col. Ejército de Oriente, 09230, Ciudad de México.
[2]Laboratorio de Edafología y Nutrición vegetal. Facultad de Estudios Superiores Zaragoza, Universidad Nacional Autónoma de México. Batalla 5 de mayo s/n, Col. Ejército de Oriente, 09230, Ciudad de México.
Autor para correspondencia: eagh@unam.mx y edaynuve@gmail.com

Resumen

Los ambientes ribereños, son ecosistemas complejos donde se realizan funciones fundamentales para la conservación de la calidad del agua y suelo, que son afectados comúnmente por las prácticas inadecuadas al realizar diferentes actividades antrópicas, se analizó el comportamiento del carbono en el agua, suelo y sedimento, para las épocas de lluvia u estiaje durante un periodo de dos años. No se encontraron diferencias significativas en cuanto a la variación temporal del carbono en los diferentes compartimentos. Sin embargo, si se observan diferencias claras entre las concentraciones de carbono en las localidades que se encuentran dentro del Parque Nacional y las localizadas en la zona de influencia que sufren mayor impacto por las actividades agrícolas, urbanas y mineras.

Palabras clave: *sistemas riparios; indicadores edáficos; Iztaccíhuatl; Popocatépetl; Balsas.*

Abstract

Riparian environments are complex ecosystems where fundamental functions are carried out for the conservation of water and soil quality, which is commonly affected by inappropriate practices when carrying out different anthropic activities, the behavior of carbon in water, soil and sediment was analyzed, for the rainy or dry season during a period of two years. No significant differences were found in terms of the temporal variation of carbon in the different compartments. However, clear differences are observed between the carbon concentrations in the localities that are within the National Park and those located in the area of influence that suffer the greatest impact from agricultural, urban and mining activities**.**

Key words: *riparian systems; edaphic indicators; Iztaccihuatl; Popocatepetl; Balsas.*

Introducción

Los ecosistemas de montaña proporcionan una amplia gama de bienes y recursos, ambientales como provisión de agua, energía, recursos forestales y variabilidad genética, conservación de humedad, retención de CO_2, producción de O_2, desviación de radiación y otros entre los que se encuentran los de tipo social, como recreación y turismo, paisajísticos, históricos y culturales (López, 2005). Los principales ríos del mundo, tienen su origen en las montañas y fluyen cuenca abajo, generando una estrecha interacción entre el medio acuático y el terrestre y una zona de que alberga uno de los ecosistemas más productivos y complejos, los bosques ribereños. Estos ecosistemas, son regiones de transición e interacción entre el medio terrestre y el acuático, caracterizados por flora y fauna ampliamente influenciadas por la intensidad luminosa, el contenido de agua y la granulometría del suelo (Granados *et al*., 2006). Estas áreas, casi siempre son diferentes al entorno en el que están enclavadas, rasgo otorgado por sus características particulares de suelo, agua y vegetación. Asimismo, deben ser

estudiados de forma especial, ya que su alta productividad primaria contribuye con mayores tasas de acumulación de carbono en cada uno de los distintos compartimentos que los conforman, adquiriendo una mayor relevancia al potenciar la retención de este elemento y atenuar los efectos del cambio climático (Granados *et al.* 2006; Lamprecht, 1990 citado por Cruz *et al*., 2019).

El carbono es uno de los principales elementos que componen la materia orgánica, sus propiedades químicas hacen posible la existencia de la vida, por consiguiente, es importante entender y conocer su origen, ciclo y reservorios o almacenes en los ecosistemas ribereños (Cruz *et al.*, 2019). Actualmente, la actividad humana ha ocasionado que el CO_2 y otras formas químicas del carbono se incorporen a la atmósfera en cantidades que alteran el intercambio de carbono entre los seres vivos y la atmósfera, litósfera e hidrósfera, provocando el desarrollo de un efecto de invernadero, que a su vez provoca variaciones meteorológicas y climatológicas a escala global (derretimiento de hielos perpetuos, tormentas y huracanes más intensos, cambios en patrones de lluvias, problemas de salud pública, entre otros). Es por ello que conocer el ciclo del carbono y las variables relacionadas con el cambio climático son prioridades de la investigación científica a nivel mundial (Chapa-Balcorta *et al.* 2019).

Las estimaciones de carbono en sistemas acuáticos epicontinentales son escasas, ya que se pensaba que eran medios inactivos de transporte entre los sistemas terrestre y oceánico, sin embargo, el desarrollo de investigaciones durante las últimas dos décadas ha demostrado que los sistemas acuáticos epicontinentales desempeñan un papel fundamental en la articulación del ciclo global de este nutriente (Alcocer *et al.,* 2019). A pesar de su importancia, actualmente los flujos netos de C a lo largo de las aguas superficiales de ríos hacia los océanos no están incluidos en los presupuestos globales de Carbono como actores de importancia (Le Quéré *et al*, 2018), pero estos aportes afectan los balances regionales de C y deben considerarse en las estrategias para mitigar el cambio climático, ya que su papel en cuanto al almacenamiento, la oxidación y el transporte terrestre de C, al interior de la cuenca es fundamental (Battin *et al*., 2009). El estudio de esta dinámica permitirá determinar la cantidad de carbono total y disuelto (orgánico e inorgánico), que se mueve a través del cauce, así como el que se almacena en el suelo, y definir la dinámica que sigue el carbono en los ambientes de ribera de la subcuenca estudiada.

En el Parque Nacional Iztaccíhuatl Popocatépetl y su área de influencia se han desarrollado diversos estudios para estimar los niveles de carbono en el agua y el suelo de los ambientes ribereños en algunas zonas específicas. Esta investigación es llevada a cabo para identificar la dinámica del carbono en el sistema agua-suelo-sedimento en cinco localidades de la subcuenca del rio Nexapa, con el objetivo de conocer el balance de este nutrimento y su variación temporal.

Materiales y Métodos

Zona de estudio

La subcuenca del río Nexapa, se localiza en el estado de Puebla, entre los 18º 10’ y 19º 09’N y los 98º 14’ y 98º 56’O, dentro de la región hidrológica "Balsas", específicamente en el alto Balsas. Posee una extensión territorial de 4,440 km^2 y es del tipo abierta (Navarro, 2007). Comprende desde el nacimiento del río Nexapa en la vertiente oriental del volcán Iztaccíhuatl y en las vertientes oriental y sur del Popocatépetl, es un río de régimen permanente y su cauce se ve alimentado principalmente del deshielo de los volcanes.

Trabajo de campo

El estudio fue desarrollado durante dos periodos de muestreo, de septiembre de 2018 a abril de 2019 y de junio de 2019 a febrero de 2020, con el objetivo de analizar las épocas de lluvias y estiaje en dos diferentes años. Se eligieron cinco localidades de monitoreo, cuya caracterización incluyó el registro de

altitud, localización geográfica y uso que se le da al suelo; medición de la velocidad de corriente y perfil batimétrico y determinación de parámetros hídricos (*in situ:* temperatura, pH y conductividad eléctrica, mediante Combo HANNA modelo HI-98129). Las muestras de agua se recolectaron de forma manual y se transportaron y conservaron de acuerdo a APHA (2012), para la determinación de carbono disuelto orgánico e inorgánico.

Del mismo modo, fueron colectadas muestras de suelo a una profundidad de 30 cm, en seis puntos a un metro del cauce, en ambos lados del río y a distancias de 0, 15 y 30 m a lo largo de un transecto previamente marcado, para conformar una muestra compuesta para cada localidad. Previo a la colecta, el área seleccionada fue limpiada, eliminando de la superficie hojarasca, rocas y demás restos de materia orgánica. Estas muestras, fueron almacenadas en bolsas de plástico herméticas para su transporte a laboratorio.

Trabajo de laboratorio

Las muestras de agua fueron analizadas para determinar el contenido de carbono inorgánico y orgánico disueltos, el primero a partir de la alcalinidad total y el segundo a partir de la oxidación húmeda por reflujo cerrado (APHA, 2012).

En las muestras edáficas, fue determinado el carbono orgánico a partir del contenido de materia orgánica, siguiendo el método de Walkley y Black (1934), referido en la NOM-021SEMARNAT-2000.

Resultados y Discusión

En el Cuadro 1, se describen las características particulares de cada una de las localidades estudiadas, en donde fluye la corriente permanente, perteneciente a la cuenca del Río Nexapa, cuyo origen es el deshielo de la ladera oriental del Volcán Iztaccíhuatl. El intervalo altitudinal que cubrieron estos cinco sitios fue de los 2260 hasta los 4010 m s. n. m. El estado ecológico de cada localidad fue diferente en función de la variación altitudinal, Las localidades dentro del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatépetl (PNIP), Cascada, Vallecito y Apatlaco, tuvieron mejor calidad en cuestión de cobertura y estructura de vegetación, conectividad y estado de la ribera que aquellos que estaban del PNIP, como fue el caso de Buenavista y aún más notorio de Nealtican, donde la pérdida de vegetación, el desarrollo de actividades humanas, las descargas de aguas residuales agrícolas y urbanas al afluente y la urbanización, fueron los problemas más notorios, situación que ha sido reportada

Cuadro 1. Caracterización de las localidades de estudio.

Localidad	Altitud	Coordenadas UTM		Uso de Suelo
		X	Y	
Cascada	4010	537660	2116000	Pradera de alta montaña
Vallecito	3840	537750	2115023	Forestal
Apatlaco	3630	539298	2113136	Forestal
Buenavista	3300	542050	2111210	Forestal perturbado
Nealtican	2260	558446	2106140	Agrícola-Urbano-Minero

Respecto a los análisis físicos y químicos de agua y suelo, en el Cuadro 2 se presentan los resultados promedio de cada una de las variables analizadas en esta investigación, mismas que fueron divididas por época en función de los años de estudio. En el caso de la temperatura del afluente, esta fue incrementándose conforme el gradiente altitudinal disminuía, sin embargo, en sitios donde el estrato de vegetación no era arbóreo, ya sea naturalmente en sitios de alta montaña o en sitios perturbados, estos valores presentan un mayor incremento

La conductividad eléctrica del agua mostró un comportamiento homogéneo con una calidad excelente, en las primeras cuatro localidades, sin embargo, en el sitio Nealtican se presentaron grandes fluctuaciones, presentando variaciones desde 150 hasta 377 µS cm^{-1}, en época de lluvia y estiaje, respectivamente, siendo estos valores "buenos", según la clasificación propuesta por Jenkins *et al*. (1983).

Respecto al pH, no se presentaron mayores alteraciones a lo largo de los sitios de estudio, sin embargo, en el sitio Cascada durante la época de estiaje de 2020 el promedio resultó de 8.9, mientras que en la época de lluvias de 2019 fue de 6.3, encontrándose estos valores fuera del intervalo aceptado en la NOM-127-SSA1-1994, cuyo intervalo de valores adecuados para sitios naturales va de 6.5 hasta los 8.5. Para la alcalinidad, las aguas se clasificaron como blandas, presentándose valores dentro del límite permitido por la NOM-127-SSA1-1994 (500 mg $CaCO_3$ L^{-1}); sin embargo, los valores presentaron una tendencia a incrementar en el sitio con mayor grado de perturbación, como consecuencia del aporte de sedimentos y las descargas de en este punto de la subcuenca.

Respecto al suelo, la materia orgánica fue clasificada a partir de lo referido en la NOM-021-SEMARNAT-2000, cuya clasificación es funcional en suelos de origen volcánico, como los de este estudio. En función de ello, dichos niveles fueron muy bajos, salvo en Cascada, cuyos niveles fueron "bajos" y "medios". En Apatlaco, en la temporada de lluvias 2018, se registró un nivel bajo de 5.19%.

En la Figura 1a, es posible observar el comportamiento ascendente del carbono inorgánico disuelto en agua de las zonas altas hacia las de menor altitud, lo que refleja el comportamiento del equilibrio CO_2-carbonatos-bicarbonatos resaltando la presencia del carbono disuelto en forma de bicarbonatos, para todas las épocas hubo un incremento evidente en la localidad de Nealtican. En general los valores estuvieron por abajo de los 6 mg C L^{-1}, sin embargo, en los sitios Cascada y Vallecito se presentaron durante la época de lluvias del 2018, concentraciones superiores (12.1 y 14.5 mg C L^{-1}) como consecuencia del incremento de material incorporado al cauce por efecto del arrastre provocado por lluvias intensas.

Cuadro 2. Valores promedio de las propiedades hídricas y edáficas analizadas.

Localidad	Época	T	C.E	pH	Alcalinidad	CI	CO	MOS	CS
		°C	µS cm^{-1}	Unidades	mg $CaCO_3$ L^{-1}	mg C L^{-1}	mg C L^{-1}	%	%
Cascada	LL 2018	6.0	41.00	7.20	101.00	12.10	20.99	6.45	3.74
Cascada	ES 2019	3.9	57.00	7.20	28.50	3.40	4.00	1.56	0.91
Cascada	LL 2019	6.3	58.00	6.30	18.80	2.30	4.00	1.23	0.71
Cascada	ES 2020	5.8	39.00	8.90	16.00	1.90	0.00	5.15	2.99
Vallecito	LL 2018	7.1	34.46	7.46	121.00	14.50	12.00	3.52	2.04
Vallecito	ES 2019	5.0	45.00	6.70	33.30	4.00	1.00	2.68	1.55
Vallecito	LL 2019	7.4	48.54	6.89	20.40	2.40	4.00	2.12	1.23
Vallecito	ES 2020	6.1	35.81	8.00	10.00	1.20	0.00	4.05	2.35
Apatlaco	LL 2018	8.2	40.00	7.30	25.00	3.00	33.96	5.19	3.01
Apatlaco	ES 2019	8.9	48.00	7.20	48.10	5.80	0.00	2.31	1.34
Apatlaco	LL 2019	7.4	44.33	7.06	29.90	3.60	8.00	2.90	1.68
Apatlaco	ES 2020	9.3	39.00	8.20	14.00	1.70	0.00	3.59	2.08
Buenavista	LL 2018	9.7	38.50	7.65	23.50	2.80	31.00	0.50	0.29
Buenavista	ES 2019	9.6	50.46	6.99	47.92	5.80	3.00	2.31	1.34
Buenavista	LL 2019	9.5	45.45	7.28	32.68	3.90	5.00	1.82	1.06
Buenavista	ES 2020	8.5	39.00	7.84	10.00	1.20	0.00	0.00	0.00
Nealtican	LL 2018	12.2	156.00	7.65	81.80	9.80	58.00	1.93	1.12
Nealtican	ES 2019	14.9	377.00	7.32	196.10	23.50	63.00	1.43	0.83

Localidad	Época	T °C	C.E µS cm^{-1}	pH Unidades	Alcalinidad mg $CaCO_3$ L^{-1}	CI mg C L^{-1}	CO mg C L^{-1}	MOS %	CS %
Nealtican	LL 2019	17.4	253.00	7.30	80.70	9.70	58.00	0.99	0.57
Nealtican	ES 2020	15.0	217.47	7.20	42.80	5.10	40.16	1.87	1.08

T: Temperatura; C.E.: Conductividad eléctrica; CI: Carbono inorgánico; CO: Carbono orgánico; CS: Carbono en suelo; LL: Lluvias; ES: Estiaje.

El carbono orgánico disuelto en el agua (Figura 1B), este presentó un comportamiento similar en tres épocas, exceptuando la temporada de lluvias de 2018 donde el comportamiento fue variable registrándose la menor concentración en la localidad de Vallecito, la cual se fue incrementando en las localidades de menor altitud hasta alcanzar su valor máximo en Nealtican, que mantuvo una concentración muy similar en las diferentes épocas, con excepción de lluvias 2020, donde la concentración fue un poco menor, pero siempre muy superior a las de las otras cuatro localidades.

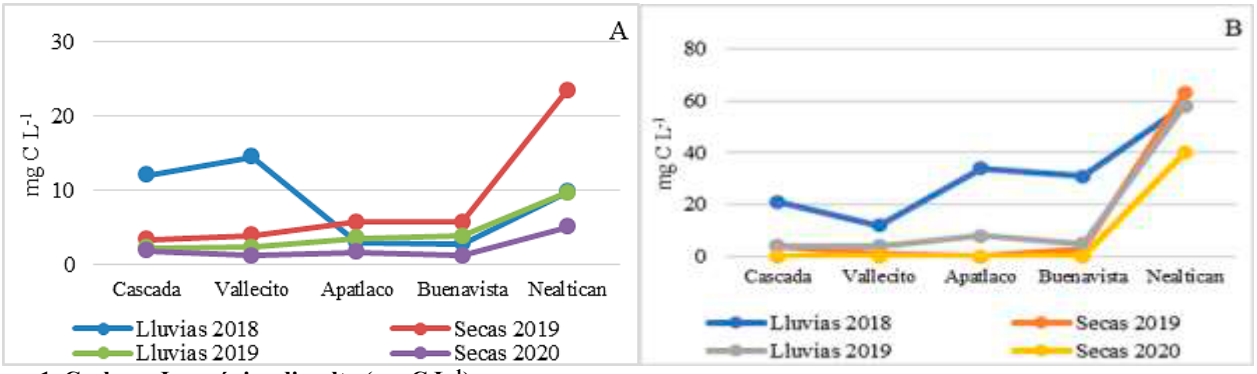

Figura 1. Carbono Inorgánico disuelto (mg C L^{-1}).

La dinámica del carbono disuelto en los sistemas lóticos puede ser influenciada por diversos procesos físicos, químicos, bióticos y antrópicos, que son modificados por las condiciones geológicas, climáticas, edáficas y biológicas, la presencia de organismos mayor cantidad y diversidad de organismos autótrofos en el sistema como resultado de la concentración de nutrimentos, modifica de forma importante la dinámica de este elemento, ya que favorece el aprovechamiento del CO_2, transformándolo a bicarbonatos amortiguando el cambio de pH en el sistema, conforme aumenta la concentración de nutrimentos en estos sistemas fluviales los productores primarios tienen mayor desarrollo, aumentando la cantidad de biomasa y posteriormente incrementado el carbono orgánico en el sistema en sus formas disuelta y particulada, lo que aunado a las descargas y aporte de sedimentos explica los valores superiores que se registraron en la localidad de Nealtican. Otro factor importante es el uso de suelo (Huang *et al*., 2012), en el caso del uso agrícola este se asocia al deterioro conforme disminuye la disponibilidad de recurso hídrico por el flujo de sedimentos y carga de nutrientes transportados, lo que afecta su calidad (Barnes y Raymond, 2009). Del mismo modo, el incremento de la contaminación, por la escorrentía de productos agrícolas, descarga de recursos mineros en esta localidad de Nealtican y la descarga de materia orgánica en el cauce, pueden asociarse a estos incrementos de carbono (Ordoñez *et al*., 2014).

Respecto a los niveles de carbono en suelo (Figura 2) durante las lluvias en 2018 y las secas en 2020, la cantidad de carbono fue mayor en los sitios de mayor altitud y disminuyó hacia las zonas bajas registrando sus menores concentraciones en la localidad de Buenavista. Y durante el año 2019, las concentraciones se mantuvieron muy constantes para las diferentes localidades. Los cambios más significativos para este elemento en el suelo se presentaron en la localidad de Cascada, que es el sitio con mayor altitud y también con mayor pendiente lo que podría explicar el desplazamiento de la materia orgánica en el compartimento edáfico.

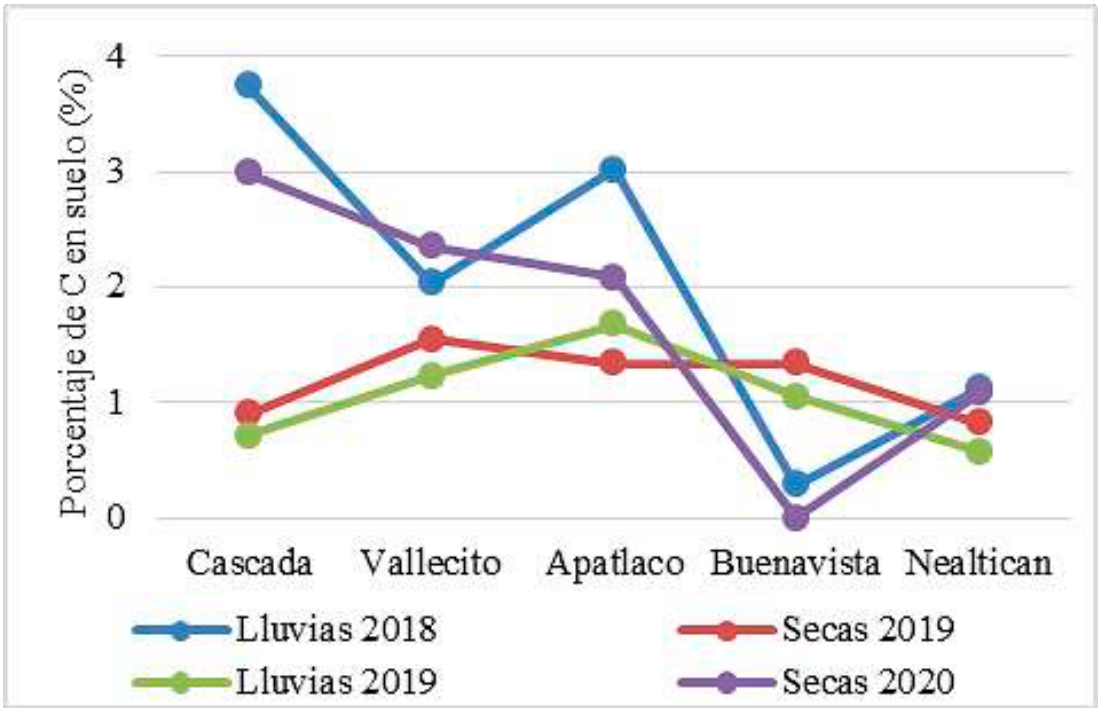

Figura 2. Carbono edáfico en las diferentes épocas de estudio

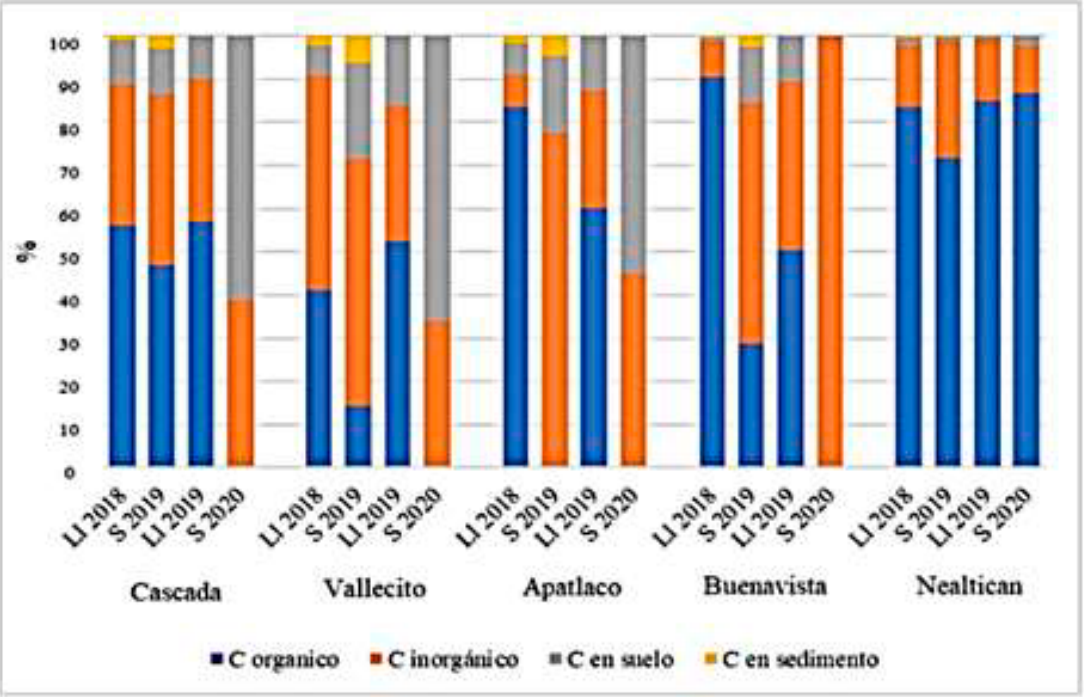

Figura 3. Porcentaje de carbono en diferentes compartimentos de los ambientes ribereños.

La Figura 3, muestra las variaciones del carbono en los diferentes compartimentos según la época, con la mayor concentración de carbono en sedimento en el estiaje 2019, las mayores concentraciones de carbono en el suelo durante el estiaje 2020 para las tres localidades más alejadas de las actividades antropogénicas, las mayores concentraciones de carbono inorgánico disuelto en las épocas de estiaje y las mayores para el carbono orgánico disuelto en el periodo de lluvias 2018.

Conclusiones

Se comprueba el impacto negativo que los cambios en el uso de suelo tienen sobre la dinámica de diversos nutrimentos como el carbono y sobre el estado ecológico de los ríos y suelos ribereños.

Los resultados muestran fuertes alteraciones espaciales y temporales de flujos y contenidos de carbono tanto orgánico e inorgánico, aunque no se observaron diferencias significativas en temporalidad, (lluvias – estiaje; años de muestreo) aunque es posible que, a partir de un intervalo temporal más amplio, estas variaciones puedan ser identificadas. Los resultados muestran que la función de los ecosistemas montañosos en la región estudiada se cumple en la captura y almacenaje de carbono, por lo que su cuidado y restauración son dos de las tareas pendientes más importantes en los planes de manejo de estas áreas naturales.

Literatura citada

Alcocer, J., M. Caballero, A. C. Ruiz-Fernández, L. A. Oseguera-Pérez, J. A. Sánchez-Cabeza, J. D. Cuevas-Lara y I. F. Soria-Reinoso. 2019. Ecosistemas Acuáticos Epicontinentales. Estado del Ciclo del Carbono: Agenda Azul y Verde. Programa Mexicano del Carbono. 716 p.

APHA, AWWA, WEF. 2012. Standard Methods for examination of water and wastewater. 22nd. American Public Health Association. Washington. 1360 p.

Barnes R. T. y P. A. Raymond. 2009. The contribution of agricultural and urban activities to inorganic carbon fluxes within temperate watersheds. Chemical Geology 266: 318- 327.

Batin T.J., L.A. Kaplan, S. Findlay, C. S. Hopkinson, E. Marti, A. I. Packman, J. Denis y F. Sabater. 2008. Biophysical controls on organic carbon fluxes in fluvial networks. Nature geoscience 1: 95-100. DOI https://doi.org/10.1038/ngeo101

Chapa-Balcorta, C., R. Sosa-Avalos, J. M. Hernández-Ayón, T. L. Espinosa-Carreón, J. R. Lara-Lara y R. A. Guerra-Mendoza. 2019. Almacenes y flujos en ecosistemas marinos. Estado del Ciclo del Carbono: Agenda Azul y Verde. Programa Mexicano del Carbono. 716 p.

Cruz-Flores, G., E. Guerra-Hernández, J. Valderrábano-Gómez, A. López-López, I. Santiago-Aguilar, C. Castillejos-Cruz, L. Campos-Lince, J. Etchevers-Barra, C. Hidalgo-Moreno, J. Sandoval-Aparicio y M. Mendoza-Cariño. 2019. Ecosistemas ribereños. En: Paz-Pellat, - F., J. Hernández-Ayón, V. Sosa-Ávalos y A. Velázquez-Rodríguez (eds.). Estado del Ciclo del Carbono: Agenda Azul y Verde. Programa Mexicano del Carbono. México. 328-349.

Granados-Sánchez D., M.A. Hernández-García y G. López-Ríos. 2006. Ecología de las Zonas Ribereñas. Revista Chapingo Serie Ciencias Forestales y del Ambiente 12: 55-69.

Huang, T.H., Y. Fu, P.Y. Pan y C. T. Arthur. 2012. Fluvial carbon fluxes in tropical rivers. Current Opinion in Environmental Sustainability 4: 162-169 DOI: https://doi.org/10.1016/j.cosust.2012.02.004

Jenkins, D., V. Snoesyink, J. Ferguson y J. Leckie. 1983. Química del Agua: manual de laboratorio. Editorial Limusa. México. 178 p.

Le Quéré, C., R. Andrew, P. Friedlingstein, S. Sitch y J. Pongratz. 2018. Global carbon budget 2017. Earth System Science Data 10: 405-448.

López-Alonso, R. 2005. Características hidráulicas y geomorfológicas de ríos de montaña. Cimbra 362: 20-23.

Navarro A. E., S. Cid, C. Rincón, E. Rosas, A. Aguilar, S. contreras, L. Caso, J. Bayona, F. Velasco, A. Sánchez, A. Vázquez, Martínez, M. Días, A. Pérez, A. Malajevich, I. Cuellar y D. Navarrete. 2007. El agua en la Subcuenca del Nexapa, México: Necesidad de una gestión integral. Conferencia Latinoamericana de Saneamiento 1: 12-16.

NOM-021-SEMARNAT-2000. Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos. Estudios, muestreo y análisis.

NOM-127-SSA1-1994. Salud ambiental, agua para uso y consumo humano-límites permisibles de calidad y tratamientos a que debe someterse el agua para su potabilización.

Ordoñez-Diaz C., I. Bravo-Realpe y A. Figueroa-Casas. 2014. Flujo de Carbono Orgánico Total (COT) en una cuenca andina: caso subcuenca Río Las Piedras. Revista Ingenierías Universidad de Medellín 12: 29-42

SEMARNAT. 2007. Estadísticas del Agua en México. CNA. México. 258 p.

Walkley A. y A. Black. 1934. An examination of the Degtjareff tethod for determining soil organic matter, and proposed modification of the chromic acid titration method. Soil Sci. 37: 29:38

6.24. Índices de vegetación y productividad en un bosque tropical seco del noroeste de México

Sánchez-León Erika[1]; Rojas-Robles Nidia E.[1]; Rivera-Díaz Miguel A.[1]; Garatuza-Payan J. [1] y Yépez Enrico A.[1]

[1]Departamento de Ciencias del Agua y Medio Ambiente, Instituto Tecnológico de Sonora, 5 de febrero 818 sur, Centro, Ciudad Obregón, Sonora, México 85000.
Autor para correspondencia: erikas@atmosfera.unam.mx

Resumen

En este trabajo se estimó la productividad primaria bruta (GPP) en conjunto con los índices de vegetación (EVI-2 y NDVI) y precipitación, para analizar la variabilidad estacional en el ciclo anual 2018. Se realizaron mediciones en un bosque tropical seco (BTS) en el noroeste de México. Los resultados mostraron una tendencia y magnitud similar de productividad y la relación de los índices de vegetación. La fenología anual de la vegetación usando el producto generado para NDVI (MOD13) mostró similitud con EVI-2, pero los valores obtenidos para NDVI fueron diferentes debido a la variación solar. Se observó un aumento en los índices de productividad y vegetación en la temporada de lluvia, la precipitación anual fue de 856 mm y el GPP máximo promedio para la temporada de seca y lluvia fue de 2.18 y 3.68 gC m^{-2} $día^{-1}$, respectivamente. Los resultados indican una relación entre GPP, EVI, NDVI y la precipitación.

Palabras clave: *Productividad Primaria Bruta; variabilidad climática; EVI-2; NDVI.*

Abstract

In this work, we estimate the gross primary productivity (GPP) together with vegetation indices (EVI-2 and NDVI) and precipitation to analyze seasonal variability in the 2018 annual cycle. We performed measurements in a tropical dry forest (TDF) in northwestern Mexico. The results showed a similar trend and magnitude of productivity and the relationship of the vegetation indices. The annual vegetation phenology using the product (MOD13) NDVI shows similarity with EVI-2, but the values obtained for NDVI were different due to solar variation. We observed an increase in productivity and vegetation indices in the rainfall season, the annual precipitation was 856 mm, and the mean maximum GPP for the dry and rainfall season was 2.18 and 3.68 gC m^{-2} day^{-1}, respectively. Our results indicate a relationship between GPP, EVI, NDVI, and precipitation.

Key words: *Gross Primary Productivity; climate variability; EVI-2; NDVI.*

Introducción

En el ciclo global del carbono (C) la contribución de la productividad primaria bruta (GPP) juega un papel importante por la incorporación de cantidades significativas de carbono. La GPP es considerada como la cantidad total de carbono que ingresa al ecosistema a través de la fotosíntesis, una porción de este carbono capturado por el ecosistema regresa a la atmósfera a través de la respiración (Reco). El balance entre el CO_2 capturado vía GPP y el perdido por medio de la Reco se llama Intercambio Neto del Ecosistema (NEE) que determina si el ecosistema es un sumidero o una fuente de carbono (Vargas *et al*. 2013). El bosque tropical seco (BTS) es un ecosistema estacional seco de amplia cobertura en América alcanzado su límite en el estado de Sonora, México (Martínez-Yrízar *et al*., 2010) y a nivel mundial representa cerca del 40% de toda la cobertura vegetal tropical (Murphy y Lugo, 1995). Los

bosques tropicales secos (BTS) ofrecen altas tasas de productividad y almacenamiento de C (Balvanera 2012; Jaramillo *et al.*, 2003; Murphy y Lugo, 1986), estos ecosistemas están fuertemente controlados por la disponibilidad de agua (Verduzco *et al*., 2015; Pérez-Ruíz et., 2010; Jaramillo *et al.*, 2010). En estudios de la variación climática y los ciclos biogeoquímicos en los procesos ecosistémicos terrestres se ha analizado la relación con la productividad (GPP) y los índices de vegetación que juegan un rol importante en la dinámica estacional y en el intercambio neto del ecosistema (NEE) (González-del Castillo *et al*., 2018; Huemmrich *et al*., 1999). Los estudios fenológicos basados en índices de vegetación son importantes para relacionar los cambios en la productividad del ecosistema en función de la estacionalidad y la variación climática. El índice de diferencia normalizada (NDVI) contiene información procedente del sistema de observación de la tierra (EOS), conocido como MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). El NDVI es comúnmente utilizado en el monitoreo de la fenología y actividad de la vegetación (Wilson y Meyers 2007; Zhao *et al*., 2005). El índice de vegetación mejorado conocido como (EVI-2) es frecuentemente empleado como una alternativa debido a que es menos sensitiva a la reflectancia de longitudes de onda azul (Rocha *et al*., 2009). El objetivo general de este trabajo fue comprobar la relación de la productividad, y los índices de vegetación con cambios de estacionalidad y su respuesta a la precipitación de la zona y como objetivos particulares: 1) Cuantificar la productividad primara bruta y la estimación de índice de vegetación EVI-2 y NDVI. 2) Analizar los eventos hidrometereologicos de la zona y posible influencia en la respuesta de la GPP, EVI y INDV. 3) Observar la respuesta a la sensibilidad del ecosistema a cambios estacionales.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El área de estudio es un bosque tropical seco (BTS) ubicado en la Reserva Monte Mojino (ReMM), dentro del Flora y Fauna Sierra de Álamos-Río Cuchuquí (APFF-SARC), que se encuentra al resguardo y cuidado de la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP) ubicada dentro del municipio de Álamos en el estado de Sonora. La temperatura media anual es de 24 °C y precipitación media anual de 712 mm, (Álvarez-Yépiz *et al*., 2008). El BTS se distingue por una fuerte influencia del Monzón de Norte América (NAM) durante el verano de julio a septiembre (Verduzco *et al.,* 2015, Vivoni *et al.,* 2008). El clima de la región se clasifica como semiárido cálido (García, 1988).

Metodología

Las mediciones de flujo del ecosistema se realizaron usando la técnica de covarianza de vórtices, (eddy covariance, EC; Baldocchi, 2003). El sistema EC está conformado por una torre de 14.7 m de altura, con un anemómetro sónico tridimensional (Windmaster Pro, Gill Instruments) y un analizador de gas infrarrojo (IRGA, LI-7500A, LI-COR) instalados a 3 m sobre la cobertura vegetal. Las medidas de concentración de vapor de agua y CO_2 se tomaron con una frecuencia de 10 Hz (Rojas-Robles *et al*., 2020). Para medir el índice de vegetación EVI-2, se utilizó un radiómetro neto de cuatro componentes (NR01 Hukseflux, Campbell Scientific, Inc.). Que consta de dos pyranómetros de tipo SR01 que miden la entrada y salida de longitud de onda corta (SW) y dos pirgeómetros IR01, que miden la radiación de entrada y salida en el infrarrojo lejano conocido como longitud de onda laga (LW). Las mediciones de precipitación (PT) se realizaron con un pluviómetro de (TE525-L, Texas Electronics Inc.). El monitoreo se realizó durante el año 2018 para un bosque maduro, y se analizaron dos estaciones: de lluvia (*junio a noviembre*) y de seca (*diciembre a mayo*). El índice de vegetación (EVI-2) se calculó con la radiación reflejada en el infrarrojo cercano (NIR) de (841-876 nm) y con longitudes del espectro de banda rojo (620-670 nm). Para realizar las estimaciones del índice de vegetación mejorada (EVI-2) se siguieron los

pasos propuestos por (Rocha *et al*., 2009) y (Huete *et al*.,1994 y Jiang *et al*., 2008), por lo que se incorporaran longitudes de onda en rojo y azul (459- 479 nm), así como la propuesta por Wilson y Meyers (2007) para (PARi) incidente y (PARr) reflejada y la radiación solar que fue utilizada para calcular ρNIR y ρRED. Las estimaciones de GPP y EVI-2, se realizaron con el horario del medio día solar que fue de (12 a 15) h y el cual se calculó con información de la latitud y longitud correspondiente al sitio de estudio. De acuerdo con esto se denominó para este trabajo a la productividad primaria como GPP máxima.

Para el caso particular de EVI-2, este fue calculado con mediciones de radiación que de acuerdo con (Xiao *et al*., 2005) estas mediciones ofrecen más ventaja que las obtenidas con el NDVI satelital, debido a que las mediciones realizadas con EVI-2 son menos sensibles de la reflectancia de fondo brindando una mejor predicción en la estimación. Para NDVI se utilizaron los productos MOD13 generados por MODIS (Zhao *et al*., 2005) que en esta investigación se utilizó como una herramienta de comparación con los datos calculadas para EVI-2 y para observar el comportamiento estacional. El análisis de datos para EVI-2, comprendió de febrero a octubre, debido a falta de datos de radiación en algunos meses.

Resultados y Discusión

El ciclo anual de la productividad representada por GPP máxima para el BTS, mostró diferencias entre la temporada de seca y lluvia. La menor productividad (GPP máxima) estimada en el ecosistema se observó durante la temporada de seca en los meses de enero y marzo con (0.54 y 0.52 g C m^{-2} $día^{-1}$) respectivamente, resaltando que durante estos meses no hubo precipitación en la zona de estudio. Los resultados para la GPP máxima muestran que en la temporada de lluvia hay un incremento en la productividad que comienza en el mes de junio, con un valor promedio mensual de (2.12 gC m^{-2} $día^{-1}$) alcanzando en agosto la mayor productividad estacional y anual con 5.69 (gC $m^{-2}día^{-1}$). La precipitación acumulada durante este mes fue de (185.2 mm), observándose como la segunda más alta del año después de septiembre, (Figura 1a y 1b). De acuerdo con los valores obtenidos el promedio de GPP máxima para la temporada de seca y lluvia fueron de (2.18 y 3.68 gC m^{-2} $día^{-1}$) respectivamente.

La mayor productividad observada para el BTS, fue durante la temporada de lluvia en los meses de julio a septiembre, estos resultados coinciden con la presencia del monzón de Norteamérica (NAM) en la región, demostrando una fuerte influencia sobre la productividad, dinámica de la vegetación y una relación directa con la variabilidad climática en esta zona de ecosistemas áridos y semiáridos dominada por pulsos de lluvia y de eventos meteorológicos como huracanes y depresiones tropicales. Durante el año 2018 se presentaron diversos eventos hidrológicos en la región como el ciclón tropical (John e Ileana) durante el mes de agosto, la depresión tropical (19-E) en septiembre y finalmente en octubre el ingreso del huracán Willa (24-E) y el huracán Sergio, que se convirtió en depresión tropical de acuerdo con (CONAGUA, 2018). La precipitación anual fue de (856 mm) y el mes de mayor lluvia acumulada fue en septiembre con (279.7 mm). En el (Cuadro 1) se muestra la precipitación mensual acumulada para el BTS. Se observaron incrementos de precipitación (PT) en diciembre y en los últimos días de febrero con valores de (13.7 y 40.3 mm). En la (Figura 1c), se presentan los resultados de EVI-2 en un periodo comprendido para este estudio de (febrero a octubre) que muestran una similitud en tendencia con respecto ciclo anual de GPP. El promedio anual de EVI-2 fue de (0.4) y los promedios para la temporada de seca y lluvia fueron (0.4 y 0.5) respectivamente. Agosto mostró los valores más grandes del año, con un promedio mensual de (0.5). El índice de vegetación EVI-2 también mostró un aumento durante la temporada de lluvia en los meses de julio a septiembre en los cuales se incrementó el verdor y cobertura vegetal para el BTS.

El producto MOD13 generado por MODIS se representa en la (Figura 1d). El promedio anual de NDVI fue de (0.6) en tanto que para la temporada de seca y lluvia fueron (0.4 y 0.7) respectivamente. El valor mínimo fue en mayo con (0.31), mientras que el máximo registrado fue en agosto con un índice de (0.9). La fenología del ciclo anual 2018 muestra una similitud con EVI-2 sin embargo, los valores

obtenidos son diferentes con los presentados con el NDVI, debido a que este último índice depende de la diferencia entre NIR y la Radiación reflejada, así como la suma de estas longitudes de onda que permiten una variación y disminución para la radiación reflejada en la banda roja (Rocha et., al 2009).

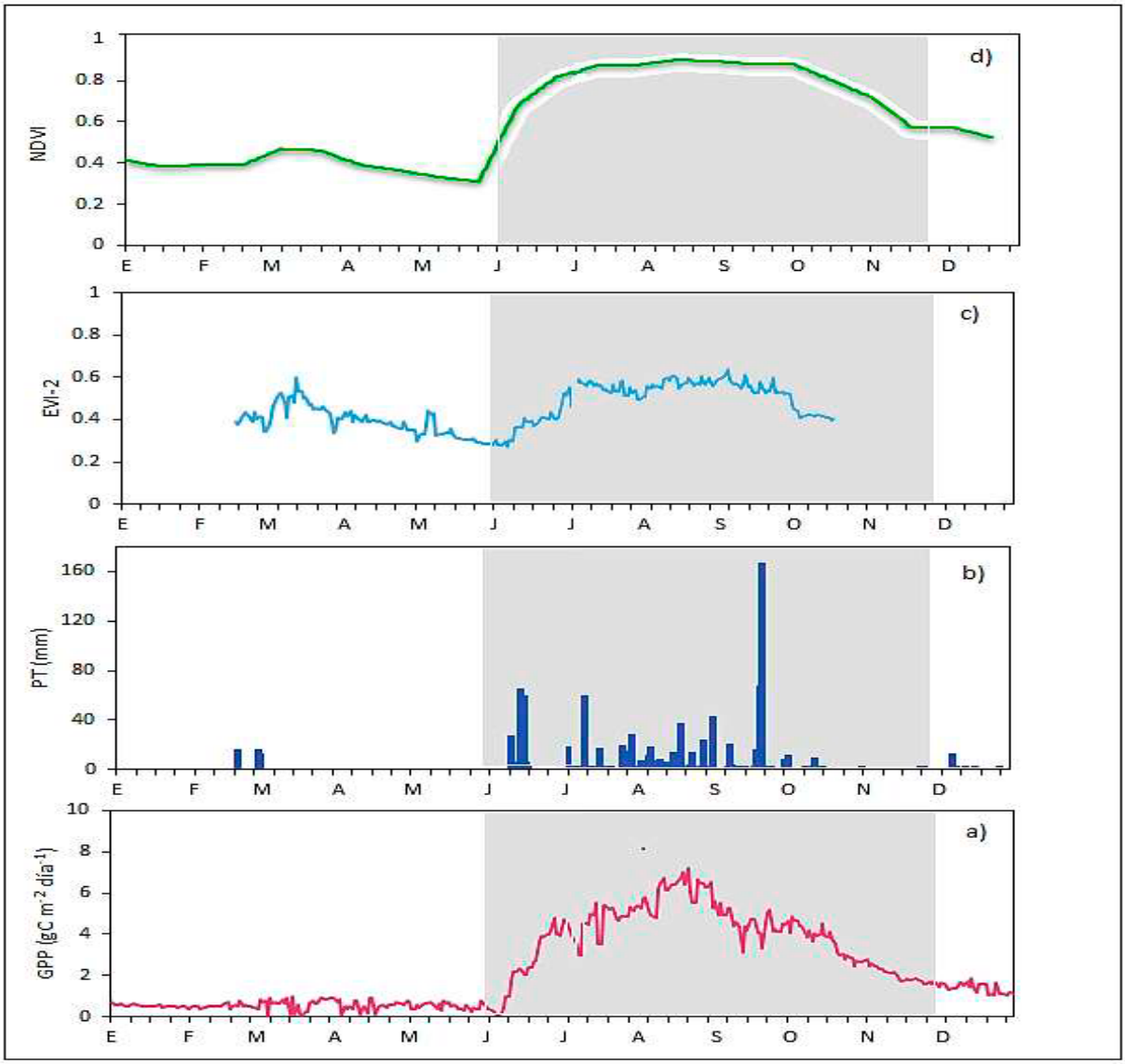

Figura 1. Evolución estacional de la productividad primaria máxima GPP (a), precipitación PT (b), índice de vegetación mejorada EVI-2 (c) y el índice de vegetación de diferencia normalizada NDVI (d) para el año 2018 en un BTS.
Los meses sombreados representan la temporada de lluvia y los demás corresponden a la temporada de seca.

De acuerdo a estudios previos las variaciones estacionales del NDVI están relacionadas con la variación solar del ángulo del zenit, además de los cambios producidos en la cobertura de vegetal. Esto se marca más en las estaciones de primavera y otoño, en donde hay una disminución de los valores horarios por efectos de la variación en la iluminación y la cobertura vegetal y de tierra (Huemmrich *et al*., 1999).

El uso de herramientas como las generadas por percepción remota (MODIS) permite también obtener información espacial además de ayudar a validar las mediciones también representan un acercamiento rápido de un compendio de datos a nivel local y global.

Cuadro 1. Promedio mensual de la productividad GPP máxima y la precipitación mensual acumulada (PT) para el año 2018, en el BTS.

Meses	GPP (gC m^{-2}día^{-1})	PT (mm)
E	0.54	0
F	0.69	40.3
M	1.27	0
A	1.40	0
M	0.52	0
J	2.12	157.8
J	4.30	158.8
A	5.69	185.2
S	4.40	279.7
O	3.65	19.9
N	1.94	1.3
D	1.29	13.7

Los valores sombreados representan la temporada de lluvia y mientras que los demás corresponden a la temporada de seca.

Conclusiones

Los resultados presentados en este trabajo muestran patrones y tendencias similares con la productividad y los índices de vegetación en dos temporadas. El uso de EVI-2 y NDVI como indicadores de los cambios fenológicos de la vegetación están relacionados con la respuesta de la productividad con cambios estacionales y condiciones hidrometereológicas como el ingreso de huracanes y depresiones tropicales en esta zona del país. Finalmente se destaca la importancia del monitoreo continuo de estas variables que aportan información para comprender los procesos ecosistémicos.

Agradecimientos

Al apoyo recibido por CONACYT para estudios de posgrado (164805). A Naturaleza y Cultura Internacional (NCI) por el acceso a la Reserva Monte Mojino. Al Área de Protección de Flora y Fauna Sierra de Álamos Río Cuchujaquí (CONANP).

Literatura citada

Álvarez-Yépiz, J. C., A. Martínez-Yrízar, A. Búrquez and C. Lindquist. (2008). Variation in vegetation structure and soil properties related to land use history of old growth and secondary tropical dry forests in northwestern Mexico. Forest Ecology and Management 256:355-366.

Baldocchi, D. D. (2003). Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. Global Change Biology 9:479-492.

Balvanera, P. (2012). Los servicios ecosistémicos que ofrecen los bosques tropicales. Ecosistemas 21: 136-147.

Comisión Nacional del Agua (2018). Reporte del Clima en México, numero (8-10). https://smn.conagua.gob.mx.

González-del Castillo, E. G., A. Sanchez-Azofeifa, J. A. Gamon and M. Quesada. (2018). Integrating proximal broad-band vegetation indices and carbon fluxes to model gross primary productivity in a tropical dry forest. Environmental Research Letters 13:1-12.

Huemmrich K. F., Black T.A., Jarvis P.G., McCaughey, and Hall F.G. (1999). High temporal resolution NDVI phenology from micrometeorological radiation sensors 27, 935-944.

Huete, A., Justice, C., Liu, H.,(1994). Developement of vegetation and soil indices for MODIS-EOS. Remote sensing of Environment 29, 224-234.

Jiang, Z., Huete, A.R., Didan, K., Miura, T., (2008). Development of a two-band enhanced vegetation index without a blue band. Remote sensing of Environment 112, 3833-3845.

Jaramillo, V. J., J. B. Kauffman, L. Rentería-Rodríguez, D. L. Cummings and L. J. Ellingson. (2003). Biomass, carbon, and nitrogen pools in Mexican tropical dry forest landscapes. Ecosystems 6:609-629.

Jaramillo, V., F. García-Oliva and A. Martínez-Yrízar. (2010). La selva seca y las perturbaciones antrópicas en un contexto funcional. Diversidad, Amenazas y Áreas Prioritarias para la Conservación de las Selvas Secas del Pacífico de México 235-250.

Martinez-Yrizar, A., Burquez and M. Maass. (2000). Structure and functioning of tropical deciduous forest in western Mexico. pp. 19-35. In: Robichaux, R. and D. Yetman (eds.). Tropical Deciduous Forests of Southern Sonora, Mexico: ecology and conservation of a threatened ecosystem. The University of Arizona. Tucson, Arizona.

Murphy, P. G. and A. E. Lugo. (1986). Ecology of tropical dry forest. Annual review of ecology and systematics 17:67-88.

Murphy, P. G. and A. E. Lugo. (1995). Dry forests of Central America and the Caribbean islands. pp. 9-34. In: Bullock, S. H., H. A. Mooney and E. Medina (eds.). Seasonally dry tropical forests. Cambridge University Press. Cambridge, UK. 472 p.

Rocha, A.V., Shaver, G.R., Advantages or a two band EVI calculated from solar and photosynthetically active radiation fluxes. Agric. Forest Meteorol. (2009), doi:10.1016/j.agrformet.2009.03.016

Rojas-Robles, N. E., Garatuza-Payán, J., Álvarez-Yépiz, J. C., Sánchez-Mejía, Z. M., Vargas, R., and Yépez, E. A. (2020). Environmental controls on carbon and water fluxes in an old-growth tropicaldry forest. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 125, e2020JG005666. https://doi.org/10.1029/2020JG005666.

Pérez-Ruíz, E. R., J. Garatuza-Payan, C. J. Watts, J. C. Rodriguez, E. A. Yepez and R. L. Scott. (2010). Carbon dioxide and water vapour exchange in a tropical dry forest as influenced by the North American Monsoon System (NAMS). Journal of Arid Environments 74:556-563.

Verduzco, V. S., J. Garatuza-Payán, E. A. Yépez, C. J. Watts, J. C. Rodríguez, A. Robles- Morua and E. R. Vivoni. (2015). Variations of net ecosystem production due to seasonal precipitation differences in a tropical dry forest of northwest Mexico. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences 120:2081-2094.

Vargas R., (2012). How a hurricane disturbance influences extreme CO_2 fluxes and variance in a tropical forest. Environ. Res. Lett 7,035704, doi: 101088/17489326/7/3/035704.

Vargas, R., Yépez, E. A., Andrade, J. L., Ángeles, G., Arredondo, T., Castellanos, Delgado-Balbuena J., Garatuza-Payán J., González del Catillo E., Oechel W., Rodriguez J.C., Sánchez-Azofeofa A., Velasco E., Vivoni E.R., and Watts C. (2013). Progress and opportunities for monitoring greenhouse gases fluxes in Mexican ecosystems: the MexFlux network. Atmósfera, 26(3), 326-336.

Wilson, T.B., Meyers T.B. (2007). Determining vegetation indices from solar and photosynthetically active radiation fluxes. Agricultural and Forest Meteorology 144, 160-179.

Xiao, X., Zhang, Q., Hollinger, D.,Aber, J., Moore III, B. (2005). Modeling gross primary production of an evergreen needleleaf forest using modis and climate data. Ecological Applications 15, 954-969.

Zhao, M., Heinsch, F.A., Nemani, R.R., *et al*. (2005). Improvements of the MODIS terrestrial gross and net primary production global data set, Remote Sensing of Environment 95:164-176.

6.25. Contribución de los sistemas silvopastoriles al almacenamiento de carbono en la región Costa Sur de Jalisco, México

Ramírez-Reyes Héctor E.[1]; Quintero-Gradilla Shatya D.[1*]; Rosales-Adame Jesús J.[1] y Lomelí-Jiménez Alma J.[1]

[1]Departamento de Ecología y Recursos Naturales, Centro Universitario de la Costa Sur, Universidad de Guadalajara. Independencia Nacional 151, Autlán de Navarro, Jalisco, México. C.P. 48900.
[*]Autor para correspondencia: shatya.quintero@cucsur.udg.mx

Resumen

La conversión del Bosque Tropical Caducifolio (BTC) a sistemas agropecuarios genera un aumento en las emisiones de CO_2 a la atmósfera y la disminución del almacenamiento de Carbono (C) en la biomasa. Los sistemas silvopastoriles (SS) mediante la combinación de elementos herbáceos y leñosos son una alternativa, al monocultivo de pastos, que promueve un incremento en almacenamiento de carbono. Con la finalidad de estimar la pérdida de C almacenado en el componente arbóreo del BTC por la conversión a pastizales y la contribución de los sistemas silvopastoriles para almacenar C, se comparó la riqueza de especies, el área basal, la densidad de tallos, y el contenido de C en la biomasa aérea en tres condiciones: BTC, pastizal y SS. Los resultados mostraron que el BTC almacenó 21.01 ± 3.61 Mg C ha^{-1}, de los cuales se perdieron 17.92 Mg C ha^{-1} por su conversión a pastizal. A través del establecimiento de SS se almacenó 10.03 Mg C ha^{-1} en el componente leñoso, por lo que se considera que los SS contribuyen significativamente al incremento del C almacenado en los pastizales.

Palabras clave: *biomasa; pastizales; bosque tropical caducifolio.*

Abstract

The conversion of the Tropical Deciduous Forest (BTC) to agricultural systems generates an increase in CO_2 emissions to the atmosphere and a decrease in the storage of Carbon (C) in biomass. Silvopastoral Systems (SS) through the combination of herbaceous and woody elements are an alternative to pasture monoculture, which promotes an increment in C storage. In order to estimate the loss of C stored in the tree component of BTC due to the conversion to pasture, and the contribution of silvopastoral systems to increase C storage; species richness, basal area, stem density, and C content in aboveground biomass were compared in three conditions: BTC, pasture and SS. The results showed that the BTC stored 21.01 ± 3.61 Mg C ha^{-1}, of which 17.92 Mg C ha^{-1} were lost due to its conversion to pasture. Through the establishment of SS, 10.03 Mg C ha^{-1} was stored in the woody component, so it is considered that the SS contributes significantly to the increase of C storage.

Key words: *biomass; grasslands; deciduous tropical forest.*

Introducción

El BTC es una formación vegetal que se caracteriza por perder entre el 50 y 100% de su follaje en la temporada de estiaje la cual dura alrededor de 6 a 8 meses (Rzedowski, 2006). La importancia de este tipo de vegetación radica en la diversidad de especies que la componen y la producción de servicios ecosistémicos como regulación climática, provisión de materias primas, fijación y almacenamiento de carbono (Guízar y Cedillo, 1998; Rzedowski, 1998; Ferreira *et al.*, 2012). Las áreas de BTC constituyen la frontera de expansión de las actividades antropogénicas, principalmente agropecuarias (Maass *et al*.

2010), a nivel mundial el 49% de la extensión de esta vegetación ha sido transformada para el establecimiento de pastizales y cultivos (Berlanga-Robles *et al.*, 2018). La constante remoción de la vegetación genera un aumento en las emisiones de CO_2 a la atmósfera y una disminución de su fijación (González, 2015; Maass *et al.*, 2010). Actualmente el incremento de la concentración de CO_2 en la atmósfera ha inducido eventos atmosféricos extremos derivados del cambio climático los cuales han provocado pérdidas económicas y humanas, por lo que este fenómeno ha sido un tema de preocupación.

Una de las estrategias de mitigación del incremento de las emisiones de CO_2 por la conversión de áreas de bosque a pastizal, es la implementación de sistemas silvopastoriles (SS). Los SS favorecen, mediante la combinación de elementos herbáceos y leñosos, al mejoramiento de la producción ganadera, la captura de C y la fertilidad del suelo a corto, mediano y largo plazo (Navas, 2010). Es por ello que la comprensión de los efectos de la implementación de sistemas silvopastoriles en el almacenamiento de C, contribuirá a generar bases teóricas sólidas para el manejo de agroecosistemas donde se integren objetivos de producción con la conservación ambiental y de la biodiversidad. El objetivo de esta investigación es estimar la pérdida de carbono almacenado en el bosque tropical caducifolio por su conversión a pastizales y su recuperación a través de sistemas silvopastoriles.

Materiales y Métodos

El presente estudio se llevó a cabo en los municipios de Autlán de Navarro y El Limón en el estado de Jalisco. Estos municipios forman parte del territorio de la junta intermunicipal de Medio Ambiente para la gestión Integral de la Cuenca Baja del Río Ayuquila (JIRA) ubicada dentro de la región Sierra de Amula y la Región Sur del estado de Jalisco. Para el estudio, fueron seleccionados cinco predios independientes, cuya característica consistió en que tuvieran las tres condiciones de estudio: Bosque Tropical Caducifolio (BTC), Pastizal (P) y Sistema Silvopastoril (SS). El BTC donde se ubicaron los sitios de estudio, es un bosque intervenido donde la vegetación no ha sido removida en por lo menos 50 años.

En cada condición por predio se estableció una parcela de 500 m^2 de forma aleatoria. En el BTC y el P se optó por el uso de parcelas circulares (12.62 m de radio), mientras que en los SS la forma de la parcela estuvo en función del acomodo del componente arbóreo; la parcela fue circular cuando el arbolado se distribuyó al azar y fue rectangular (20 x 25 m) cuando el arbolado se encontró distribuido de forma sistemática en callejones, esto siguiendo la metodología propuesta por Andrade y Muhammad (2003).

Todos los árboles vivos y muertos mayores a 1.3 m de altura fueron identificados a nivel de especie, se les midió el diámetro (cm) a 1.30 m arriba del suelo con cinta diamétrica y la altura total (m) con clinómetro. Cuando no fue posible la identificación en campo, se colectaron especímenes y se identificaron por expertos del Herbario ZEA de la Universidad de Guadalajara. El componente herbáceo se colectó en las parcelas establecidas en P y SS, a través de cuatro cuadrantes de 1 m^2 establecidos de manera aleatoria. En cada m^2 se cortó el componente herbáceo a ras del suelo con ayuda de unas tijeras de podar, se guardó en bolsas etiquetadas y se trasladó al laboratorio para obtener el peso seco en g.

Para cada condición se obtuvo el número de especies, el área basal (m^2 ha^{-1}), densidad de tallos (árboles ha^{-1}) y la estructura de diámetros se analizó a través de histogramas de frecuencia de árboles por intervalos de tamaño de 5 cm. La biomasa del componente herbáceo y arbóreo se expresó en Mg ha^{-1}. La biomasa del componente arbóreo se estimó con el modelo alométrico multiespecífico propuesto por Bojórquez-Valdéz (2014) de la siguiente forma:

$$Y = (0.332) * (DAP * A)^{0.714}$$

donde, Y es la biomasa por árbol (kg); DAP es el diámetro a la altura del pecho (cm); A es la altura total del árbol (m), las constantes 0.332 y 0.714 son los valores de los parámetros estimados.

El contenido de C en la biomasa (Mg C) se estimó como el producto de la biomasa (Mg) por el valor de concentración de C al 48%, de acuerdo con lo propuesto por el IPCC (2006).

Resultados y Discusión

Los sitios del BTC presentan una alta densidad de árboles menores a 10 cm de diámetro, representando el 92% de los árboles registrados. La estructura diamétrica en forma de "J invertida" fue similar en BTC y SS. Sin embargo, en los SS la densidad de árboles fue 40% menor (Cuadro 1, Figura 1). El área basal fue de 11.84 m^2 ha^{-1} en el BTC, mientras que en el SS fue 49% menor. La biomasa en el BTC fue 43.7 Mg ha^{-1}, siete veces mayor que el pastizal, mientras que el SS tuvo un valor de 27.36 Mg ha^{-1} (48% menor al BTC). La alta densidad de árboles de clases de tamaños pequeños en el BTC puede asociarse a que los sitios muestreados están ubicados en la frontera con los sistemas agropecuarios de la región. Cabe mencionar que en esta zona una práctica común es el pastoreo libre del ganado y la posible extracción de postes o tallos de leñosas para cercados, actividad que ha generado una perturbación sobre la estructura y riqueza arbórea del BTC (Beltran-Rodríguez *et al*. 2018). A pesar de ello, la biomasa es similar a lo reportado para otros BTC de México (López *et al*., 2018; Estrada y Navar, 2009).

El número de especies total en los cinco sitios de BTC fue 37, distribuidas en 32 géneros; mientras que en los SS se identificaron 14 especies pertenecientes a 10 géneros. En ambas condiciones la familia mejor representada corresponde a Fabaceae. El valor promedio de especies (n=5) para ambas condiciones fue 14 y 5, respectivamente (Cuadro 1).

Cuadro 1. Principales parámetros estructurales en el BTC, P y SS de la región Costa Sur de Jalisco.

Parámetros	BTC	P	SS
# especies arbóreas	14 ± 0.54	0	5 ±1.06
Densidad (árboles ha^{-1})	3852 ± 491	0	2316 ± 671
Área basal (m^2 ha^{-1})	11.84 ± 2.86	0	6.11 ±1.74
Biomasa (Mg ha^{-1})	43.7 ± 7.53	6.07 ± 1.39	27.36 ± 11.20

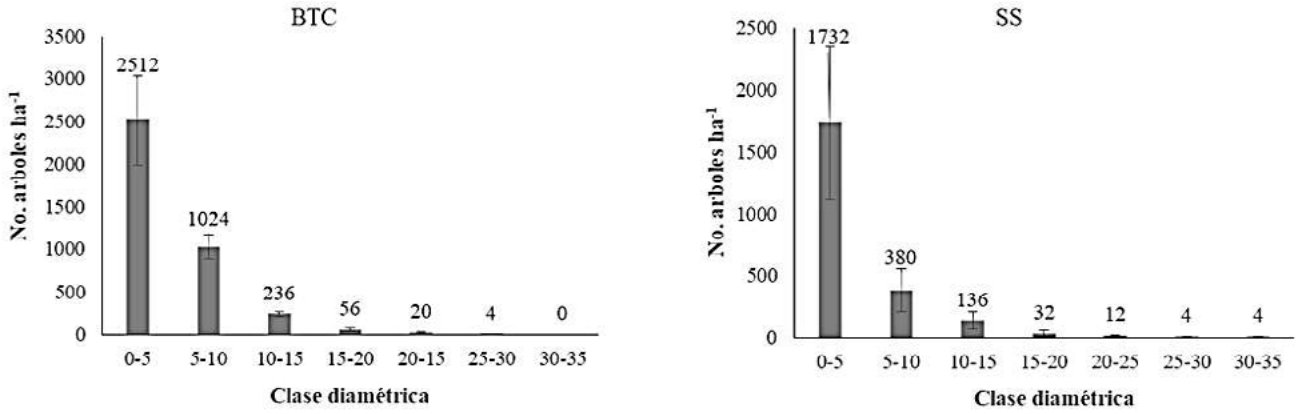

Figura 1. Distribución diamétrica (tallos > a 1.30 m de altura).
BTC (bosque tropical caducifolio) y SS (sistemas silvopastoriles), en la región Costa Sur de Jalisco.

Respecto al almacenamiento de carbono en la biomasa por cada condición estudiada, el BTC almacena 21.01±3.61 Mg C ha^{-1}, mientras que el pastizal almacena 3.04±0.69 Mg C ha^{-1}, esto representa una pérdida del 86% del C almacenado en BTC cuando este es removido para su transformación a pastizal. Por otra parte, el SS almacena 13.07±5.21 Mg C ha^{-1}, esto indica que contribuyen con la recuperación

del 62% (Figura 2). Este resultado es un indicador del impacto que tiene la transformación del BTC a pastizales, lo que produce pérdidas considerables del C almacenado en la biomasa aérea; este resultado es consistente con lo reportado en otros estudios (Jaramillo *et al*. 2003; López-Santiago *et al.* 2018). Así mismo, los SS pueden considerarse como una alternativa al monocultivo de pastos, que incrementa el almacenamiento de C al introducir componentes leñosos al sistema y genera a su vez otra serie de servicios ecosistémicos (Andrade y Muhammad, 2003).

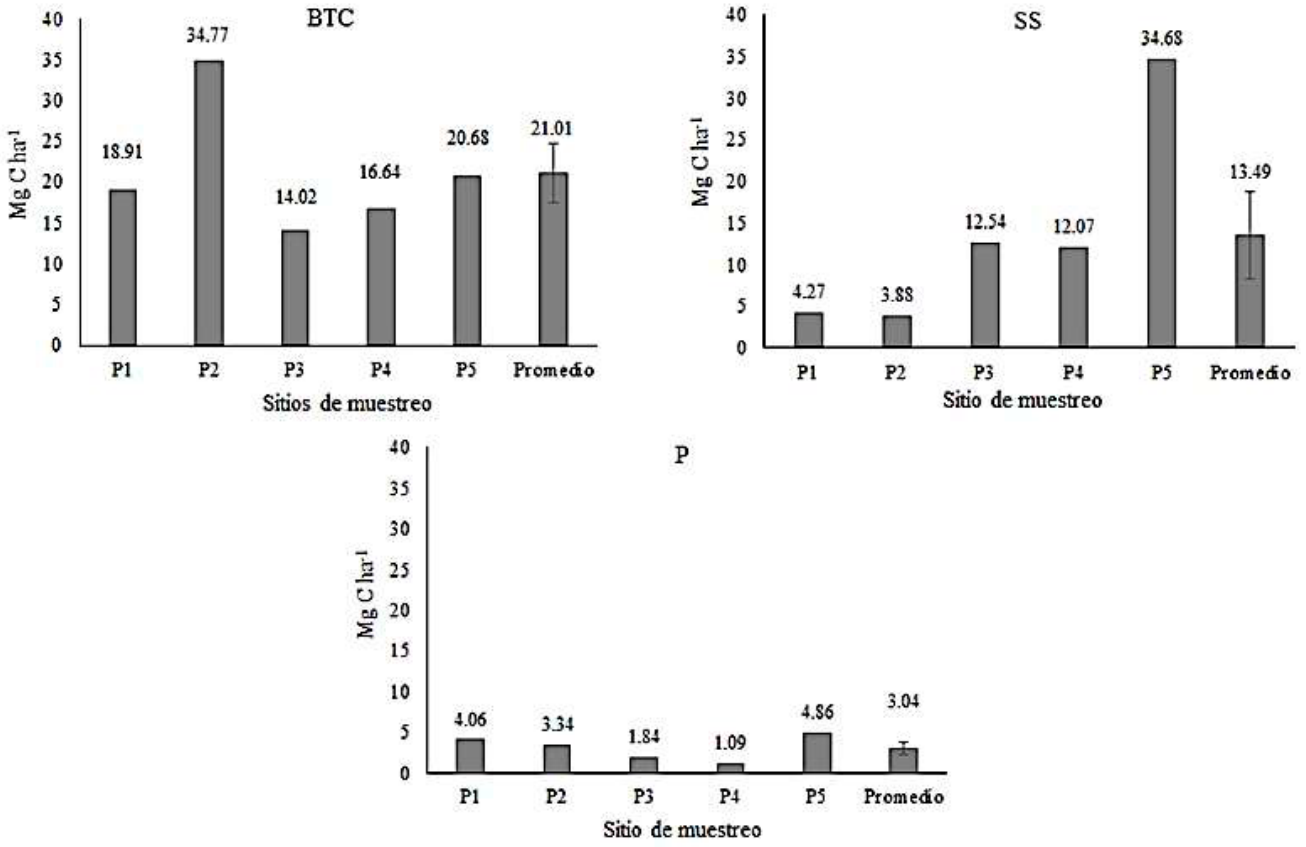

Figura 2. Carbono almacenado en los predios estudiados.
BTC (biomasa arbórea), SS (biomasa arbórea más herbácea) y P (biomasa herbácea).

Conclusiones

Los resultados de este estudio muestran que la remoción de la cobertura vegetal del BTC trae consigo una pérdida del contenido de C almacenado en la biomasa aérea, así como un efecto negativo sobre la estructura y riqueza de especies arbóreas. Los SS contribuyen con el mantenimiento de C en la región Costa Sur de Jalisco al aportar el 62% (13.07 ±5.21 Mg C ha^{-1}) a diferencia del manejo de la ganadería extensiva que ha sido desarrollada en la última mitad de siglo. Desarrollar SS es una alternativa productiva que permite la conservación de la biodiversidad en paisajes ganaderos y a su vez provee una variedad de servicios ecosistémicos como la fijación y almacenamiento de C.

Agradecimientos

A los productores Alejandro Michel, Raúl Santana del municipio El Limón, y a José García del municipio de Autlán de Navarro, por permitirnos acceder a sus predios. Al M.C. José Guadalupe Morales Arias y al Dr. Ramón Cuevas Guzmán por la identificación de las especies. Al Programa de apoyo a la

mejora en las condiciones de Producción SNI y SNCA (PROSNI) de la Universidad de Guadalajara por el financiamiento otorgado.

Literatura citada

Andrade, J. H. y I. Muhammad. 2003. ¿Cómo monitorear el secuestro de carbono en sistemas silvopastoriles? Agroforestería en las Américas 10: 109-116.

Beltrán-Rodríguez, L., J. A. Valdez-Hernández., M. Luna-Cavazos., A. Romero-Manzanares., E. Pineda-Herrera., B. Maldonado-Almanza., Ma. A. Borja-de la Rosa y J. Blancas-Vázquez. Estructura y diversidad arbórea de bosques tropicales secundarios en la Reserva de la Biósfera Sierra de Huautla, Morelos. Revista Mexicana de Biodiversidad 89: 108-122.

Berlangas-Robles, C. A., A. Cervantes-Escobar y E. Murúa-Figueroa. 2018. Estacionalidad y tendencias del bosque tropical caducifolio de la cuenca Piaxtla-Elota-Quelite y el área protegida Meseta de Cacaxtla, México. Madera y Bosques 24: e2431576.

Bojórquez-Valdéz, J. A. 2014. Generación de modelos alométricos para cuantificar la biomasa en pie de bosques tropicales secundarios en la región de Chamela, Jalisco, México. Tesis de Maestría en Ciencias. Instituto de Ecología, UNAM. D.F. 89 p.

Estrada, S. A. y J. Navar .2009. Flujos de Carbono por deforestación en la selva baja caducifolia del estado de Morelos, México. Xlll Congreso Forestal Mundial, Buenos Aires, Argentina. 9 p.

Ferreira, J., T. Gardner., M. Guariguata., L. Koh., K. Okabe., Y. Pan and N. Van Vliet. 2012. Forest biodiversity, carbon and other ecosystem services: relationships and impacts of deforestation and forest degradation. *In*: Understanding relationships between biodiversity, carbon, forests and people: The key to achieving REDD+ objectives. *IUFRO World Series* (31): 21-51.

González, B. I. 2015. Estimación de los almacenes de carbono en suelos forestales y de uso agropecuario en la localidad de El Suchual de Santa Ana, Municipio de Tlatlaya, Estado de México. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma del Estado de México. México. 100 p.

Guízar, N. E. y P. E. Cedillo. 1996. Botánica económica del trópico seco mexicano. Revista Chapingo Serie de Ciencias Forestales 2: 61-72.

Jaramillo, V., J.B. Kauffman., L. Rentería., D. Cummings and L. Ellingson. 2003. Biomass, carbon and nitrogen pool in Mexican Tropical Dry Forest Landscapes. Ecosystems 6: 612-621.

López-Santiago, J. G., F. Casanova-Lugo., G. Villanueva-López., V. F. Díaz-Echeverria., F. J. Solorio-Sánchez and P. Martínez-Zurimendi. 2018. Carbon storage in a silvopastoral system compared to that in a deciduous dry forest in Michoacan, Mexico. Agroforest systems 93: 199-211.

Maass, M., I. Trejo., D. Valenzuela., M. Gonzalez., M. Rodriguez y H. Arias. 2010. Amenazas. En: Ceballos, G., L Martínez., A. García., E. Espinoza., J. Bezaury y R. Dirzo (eds.). Diversidad, amenazas y áreas prioritarias para la conservación de las selvas secas del Pacífico de México. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México. 596 p.

Navas, A. 2010. Importancia de los sistemas silvopastoriles en la reducción del estrés calórico en sistemas de producción ganadera tropical. Revista de medicina veterinaria 19: 113-121.

Rzedowski, J. 1998. Diversidad y orígenes de la flora fanerogámica de México. Acta Botánica Mexicana 14: 3-21.

Rzedowski, J. 2006. Vegetación de México. 1ra. Edición digital, Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México, 504 p.

6.26. Estabilización del carbono orgánico del suelo: estudio de caso

López-López Alma Bella[1]; Vázquez-Selem Lorenzo[1]; Siebe-Grabach Crhistina[1] y Cruz-Flores Gerardo[1]

[1]Laboratorio de Edafología y Fisiología de la Nutrición Vegetal, Facultad de Estudios Superiores Zaragoza, Universidad Nacional Autónoma de México, Batalla 5 de mayo S/N, esquina Fuerte de Loreto, Col Ejército de Oriente, C.P 09230, Delegación Iztapalapa, CDMX., México.[2]Instituto de Geografía, UNAM, [3]Instituto de Geología, UNAM.
Autor de correspondencia: almabella_lolo@hotmail.com; edaynuve@gmail.com

Resumen

El *rol* de los complejos órgano-metálicos en el ciclo del carbono y en su acumulación está centrado en la gran importancia de los mecanismos que controlan la estabilización del carbono en Andosols. Se sabe que en los Andosols su alto contenido de humedad favorece la formación de minerales tipo alofánico y alarga el tiempo de su fase ándica (Shoji *et al*., 1993; Dalhgren *et al*., 2004). En México los valles de Sierra Nevada, con orientación norte-sur, ofrecen sitios idóneos para evaluar los efectos del microclima en la estabilización del carbono en suelos de origen volcánico. El objetivo de este trabajo fue determinar la relación de los complejos de Al/Fe-humus y la estabilización del COS mediante la cuantificación de Alp, Fep, la relación Al:C, el CBM y el qCO_2 en laderas de orientación opuesta (umbría y solana). Esta investigación se realizó en el valle de Alcalica, al suroeste del volcán Iztaccíhuatl, geomorfológicamente representativo de los valles de la Sierra Nevada. Se evaluaron horizontes (Ah) superficiales de suelos desarrollados sobre ceniza volcánica reciente (~1000 años) (Siebe y Macías, 2006), en un gradiente altitudinal de 3000 a 4300 m. Los resultados mostraron incremento en actividad microbiana respecto a la altitud, con un máximo a 3800 m con el qCO_2 más bajo en ambas laderas. Por arriba de está altitud el CBM decrece y el coeficiente metabólico incrementa. El análisis de CP realizado mostró disminución del CBM, C:N y DA en laderas umbrías que se asocian al incremento en concentración de Alp y Fep, demostrando así, la influencia de la exposición sobre la estabilización del carbono por la formación de complejos órgano-metálicos.

Palabras clave: *complejos órgano-minerales; andosoles; mineralización; protección química.*

Abstract

The role of organo-metallic complexes in the carbon cycle and their accumulation is important in the mechanisms that control carbon stabilization in Andosols. It is known that in Andosols, moisture favors the formation of allophanic-type minerals and lengthens the time of the andic phase (Shoji *et al*., 1993; Dalhgren *et al*., 2004). In Mexico, the valleys of Sierra Nevada, having a north-south orientation, offer an ideal place to evaluate the role of microclimate in stabilizing carbon in soils of volcanic origin. Therefore, the objective of this work was to determine the relationship of the Al/Fe-humus complexes and the stabilization of COS through the quantification of Alp, Fep, the Al: C ratio, CBM and qCO_2 on opposite-facing slopes. (shady and sunny). This research was carried out in the Alcalica valley, southwest of the Iztaccíhuatl volcano, which is geomorphologically representative of the valleys of the Sierra. Surface horizons (Ah) of soils developed on recent volcanic ash (~ 1000 years) (Siebe and Macías, 2006) were evaluated, in an altitudinal gradient from 3000 m to 4300 m altitude. The results showed an increase in microbial activity with altitude, with a maximum at 3800 m and the lowest qCO_2 on both slopes. Above this altitude, the CBM decreased and the metabolic coefficient increased. The CP analysis showed a decrease in CBM, C:N and DA on shady slopes associated with an increase in Alp and Fep, thus demonstrating the influence of exposure on carbon stabilization due to the formation of organo-metallic complexes.

Key words: *organo-mineral complexes; andosols; mineralization; chemical protection*.

Introducción

Las emisiones de carbono han aumentado tres Pg C año^{-1}, equivalente a dos veces su concentración respecto a la época preindustrial, incrementando varios problemas ambientales asociados a cambio climático lo cual generan la necesidad de evaluar los almacenes y flujos de carbono de distintos compartimentos de la Tierra. Los suelos constituyen mundialmente el tercer almacén más grande activo de C (2000 Pg de C orgánico y 750 Pg C inorgánico a 1 m de profundidad) el cual es entre dos y tres veces mayor al C almacenado en la atmosfera y hasta cuatro veces mayor al C contenido en el almacén biótico. Los Andosols son el segundo tipo de suelo con los contenidos más altos de carbono. Se ha demostrado que la interacción órgano mineral es uno de los mecanismos más eficientes en la estabilización del carbono orgánico (CO), ya que facilita la protección del CO por grupos funcionales más condensados y menos vulnerables a ataque microbiano y enzimático e indirectamente promueven la adsorción a la superficie, la cementación de partículas y la formación de micro y magro agregados altamente estables (Figura 1).

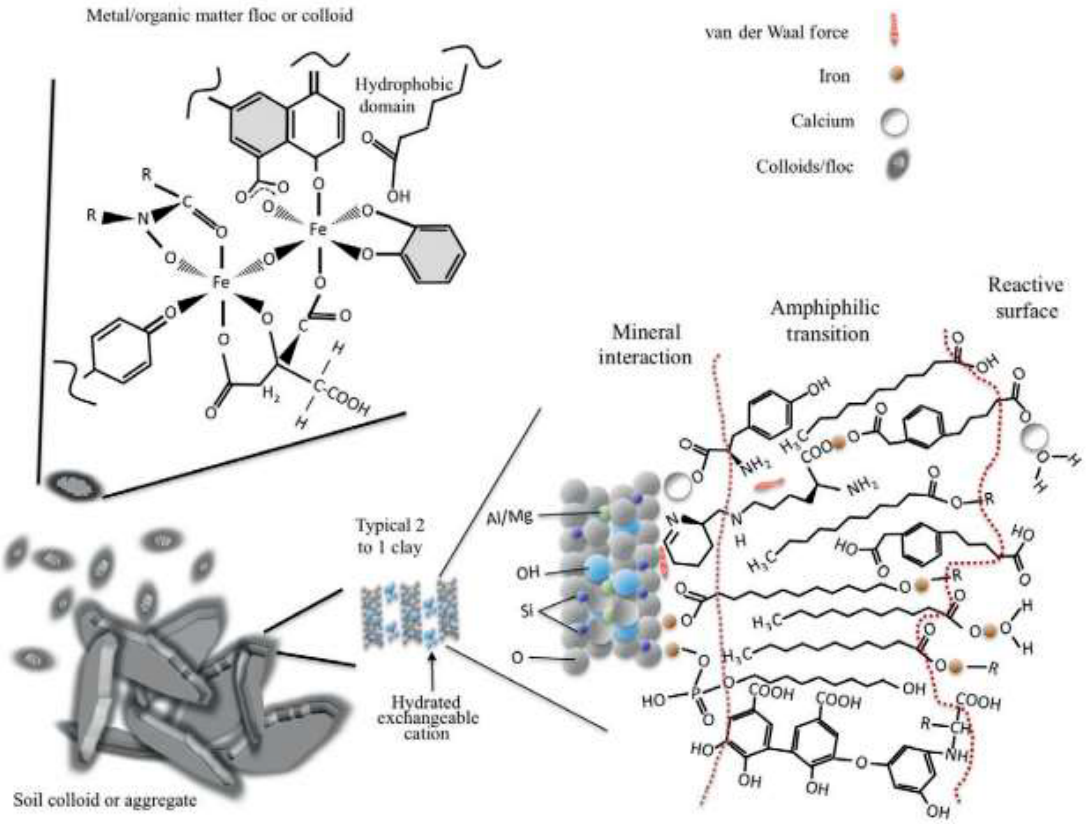

Figura 1. Floculación de materia orgánica disuelta (MO) con metales como Fe como mecanismo de estabilización del C (Horwarth, 2015).
El esquema muestra que los flóculos eventualmente interactúan con la MO sobre los minerales y agregados. La MO asociada al mineral interactúa formando capas de diferentes propiedades químicas: (1) la superficie mineral interactúa con fuerzas van der Waals y se produce una unión química; (2) una capa anfifílica por enlace covalente y las interacciones hidrófobas, ocurren juntas; y (3) un límite exterior de la porción cargada de compuestos reacciona con el ambiente en solución (Horwarth, 2015).

Por otro lado, se sabe que los suelos que conservan la humedad estacional en mayor tiempo probablemente maximizan los procesos de formación y mantenimiento de micelas (flóculos entre metales y COS). Mientras que en suelos más secos se interrumpe la formación de micelas con menor contenido

de COS (Horwarth, 2015). Así, la exposición de la ladera es un factor potencialmente significativo en la dirección e incidencia de radiación y energía solar, que altera principalmente el contenido atmosférico y edáfico de humedad. En el hemisferio norte, en los terrenos expuestos hacia el norte (laderas umbrías), la cantidad de calor generada por el sol y recibida por la superficie del suelo, son menores (casi seis veces) respecto a la ladera opuesta; como consecuencia, los ciclos de humedad y secado en el perfil son más largos que en terrenos expuestos hacia el sur (laderas solanas) (Chun-Chih *et al*., 2004). En suelos de origen volcánico, la tasa de intemperismo químico en el suelo decrece notoriamente conforme disminuye la humedad. Cuando las cenizas volcánicas se ven expuestas a una precipitación promedio anual igual o mayor a los 1,000 mm, los horizontes superficiales son fuertemente ácidos (pH < 5), reflejando una alta lixiviación de bases del suelo y la formación de minerales Al/Fe-humus. En contraste, los suelos que reciben una precipitación anual baja (< 1,000 mm) tienen un pH > 5, se caracterizan por poseer arcillas de tipo alófano y presentar una menor cantidad de complejos órgano-metálicos (Shoji *et al*, 1993, Nanzyo 2004).

La Faja Volcánica Transmexicana (EVT) en el centro del país, presenta heterogeneidad ambiental y es considerada como límite geográfico entre las regiones neártica y neotropical. Los factores ambientales y físicos que ejercen mayor influencia en la determinación del clima de la EVT son su posición geográfica, la cercanía al mar por sus extremos oriental y occidental y su constitución por sucesiones volcánicas ocurridas desde el Mioceno Medio hasta el Holoceno principalmente en dirección WNW-ESE. Además, la variabilidad climática en esta región ocurre en distancias muy cortas por las diferencias en altitud, y exposición, ya que la mayoría de los valles tienen una orientación norte-sur, por lo que presentan laderas de exposición contrastante (solana-umbría).

El valle de Alcalica, se ubica al suroeste del volcán Iztaccíhuatl, exhibe superficies orientadas principalmente hacia el NW, SW, N y S, representando cerca de 80% del área del valle. Este sitio es geomorfológicamente representativo de todos los valles del EVT, con depósitos de ceniza volcánica reciente (1100 años) (López-López 2014), por lo que representa un sitio ideal para evaluar los contenidos de carbono orgánico, los contenidos de Al y Fe asociados a la estabilización de la materia orgánica, la respiración del carbono de biomasa y su relación con el contenido de humedad.

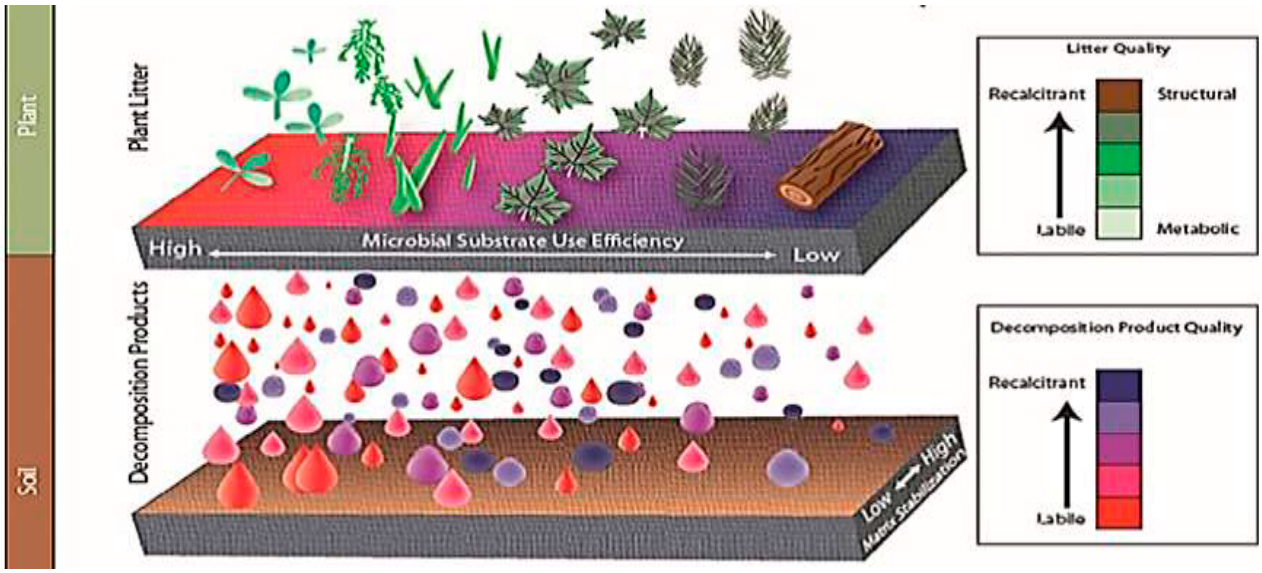

Figura 2. Muestra la calidad del material orgánico en relación a la calidad química de la planta (marcada en verde) y su velocidad de descomposición (marcada en café) (Paul, 2015).
La eficiencia en descomposición de la MOS es mayor a la izquierda (Partes vegetales lábiles, de función metabólica); contrario a la derecha, (vegetación recalcitrante y de función estructural, marcadas de verde a café en la escala de Calidad del litter. Con gotas rojas se muestran los productos de la descomposición de naturaleza lábil, mientras que de morado los de naturaleza recalcitrante y la cantidad se marca con el tamaño de las gotas (Paul, 2015).

Materiales y Métodos

El Parque Nacional Iztaccíhuatl Popocatépetl se encuentra en la parte centro-oriental del Eje Volcánico Transversal, ocupa una parte sustancial de la Sierra Nevada. Dominan el paisaje cuatro volcanes: Iztaccíhuatl, Popocatépetl, Telapón y Tláloc con geoformas (sierra, conos volcánicos y laderas) de origen volcánico, predominando rocas basálticas y andesítitas. La superposición de capas de ceniza volcánica de diferente edad y suelo, además de los efectos del intemperismo, ejercen efectos diferenciales sobre los procesos de formación de los suelos característicos de esta región que son los Andosoles. En esta región, la distribución de la vegetación atiende a la altitud, de modo que se distinguen tres pisos fundamentales de vegetación que incluyen zonas de transición o ecotonos donde se llevan a cabo complejas relaciones ecológicas entre las comunidades, dificultando su interpretación y límite altitudinal preciso. Los bosques de coníferas constituyen la vegetación dominante, continuando con las praderas de alta montaña o pastizal alpino, vegetación herbácea de no más de 50 cm de altura, que colinda con las nieves o los arenales (Cruz-Etchevers, 2011). Para esta investigación, se eligió un valle al suroeste del Iztaccíhuatl. El lomo de ladera fue el sitio más significativo a los cambios de temperatura y humedad por la exposición (López-López 2014); por lo que se replicó el muestreo en esta posición de relieve. Se eligieron cinco altitudes: 4300, 4000, 3800, 3400 y 3000 m (Cuadro 1), en cada una se realizó la evaluación edafo-ecológica (Siebe *et al*., 1996) y la descripción de perfil de suelo en ambas laderas del valle. Se colectaron muestras de suelo de cada horizonte para su posterior análisis físico y químico en el laboratorio y de mantillo. Los suelos se clasificaron de acuerdo a los lineamientos establecidos en la World Reference Base for Soil Resources, IUSS, 2014.

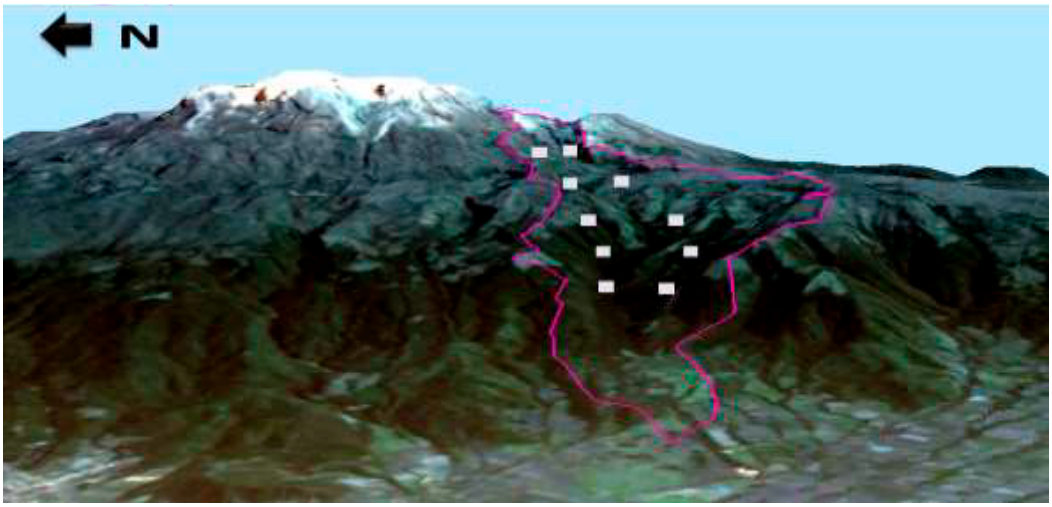

Figura 3. Valle de Alcalica situado al suroeste del volcán Iztaccíhuatl, se muestran los sitios ubicados en laderas de exposición opuesta.

Análisis químico y químico de laboratorio

La mitad de cada una de las muestras fueron secadas a temperatura ambiente, tamizadas (malla de 2 mm) y guardadas en frascos para su análisis en el laboratorio. La otra porción se guardó en refrigeración para cuantificación de carbono de biomasa microbiana (CBM). Cada una de las variables indicadas en el Cuadro 1, se evaluaron por triplicado en el laboratorio de Edafología y Nutrición Vegetal de la FES Zaragoza. El aluminio y el hierro fueron determinados por absorción atómica en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía del Instituto de Geología de la UNAM (Cornejo-Cruz, 2018). Se determinó la relación Al_p:C como un indicador de la interacción de los complejos órgano-metálicos, puesto que cuando esta relación es mayor a 0.15, se inhibe la mineralización hasta en 80% del COS (Merino, 2017).

Cuadro 1 Parámetros y métodos a evaluar en laboratorio.

Parámetro	Método
pH activo	Potenciométrico (relación 1:2)(Reeuwijk, 2002)
pH en NaF	Potenciométrico (relación 1:50 en NaF 1 M) (Fieldes y Perrott, 1996 citado por Reeuwijk, 2002)
Color	Comparación con Tablas Munsell (MUNSELL, 1990)
DA	Del cilindro (SAMLA, 1996)
Materia orgánica	Walkley y Black (1934) citado por Reeuwijk (2002)
Nitrógeno total	Bremner, 1965
Al/Fe en complejo orgánico	Pirofosfato de sodio (Blakemore *et al.* 1987)

Para determinar CBM, se tamizó suelo fresco (malla 2 mm). Se contemplaron dos frascos por muestra, uno para fumigación y el otro para control. Se colocan en ambos frascos 20 g de suelo a capacidad de campo. Al frasco para tratamiento de fumigación se le vertieron 5 mL de cloroformo y al frasco control 5 mL de agua destilada libre de CO_2, considerando cinco réplicas de cada condición a estudiar. Se deja reposar durante 24 h. Al cabo de este tiempo se eliminó el cloroformo por volatilización utilizando un baño María a 40 °C. Terminada la eliminación de cloroformo, se realizó la inoculación con 1 g de suelo de la muestra de suelo original y se colocó, dentro del frasco un tubo de ensayo con 7 mL de KOH 0,5 N destinados a la captura del CO_2 desprendido en una trampa de álcali (Anderson, 1982). Para facilitar la retención del CO_2 y llevarlo al seno del álcali citado se introdujo en el tubo una tira delgada de papel filtro ligeramente más alta que el tubo. Se utilizaron cuatro blancos absolutos a los que se les colocaron tubos de vidrio con 7 mL de KOH 0,5 N para eliminar el ruido del CO_2 atmosférico atrapado durante la manipulación de las muestras y se dejaron incubar 48 h en a 35-37 °C. Posteriormente, se tituló con HCl 0.5 N usando fenoftaleína como indicador. Se hicieron los cálculos estequiométricos correspondientes para determinar los mg de CO_2 producidos por unidad de tiempo en relación con la masa de suelo utilizada.

$$\text{CBM mg g}^{-1} = (\text{mg } CO_2 \text{ suelo fumigado - mg } CO_2 \text{ suelo natural}) / 0.45)$$

$$qCO_2 = \text{CBM} / \text{COS}$$

donde, CBM es el Carbono de biomasa microbiana y el qCO_2= coeficiente metabólico microbiano.

Resultados y Discusión

La descripción de los horizontes orgánicos (Ah) se resume en el Cuadro 2. Se caracterizan por ser profundos, con acumulación de materia orgánica, texturas gruesas, pH ligeramente ácidos y baja densidad aparente. Casi todos los horizontes mostraron pH en NaF mayor 9.5 evidencia del incremento de formas fluo-aluminadas de la solución. Este intercambio se produce principalmente en presencia de minerales amorfos tipo alofánico cuando éstos dominan la fracción coloidal. La acumulación de carbono orgánico en los horizontes superficiales fue menor en todos los sitios en ladera solana que en su ladera apuesta. Lo anterior es indicador que laderas solanas se favorece la mineralización del carbono, mientras que en las umbrías su acumulación (Cuadro 2).

Cuadro 2. Características edáficas de los horizontes superficiales en laderas solana (S) y umbrías (U).

Sitio	*H	Espesor dm	Color	Textura	Pend %	pH H_2O	pH NaF	DA kgm^{-3}	CE $dS\ m^{-1}$	COS $kg\ m^{-2}$
S_4300	Ah1	2.3	10 YR $^3/_2$	CLg	1	5.3	10.1	0.7	1.2	2.0
S_4000	Ah1	2.6	10 YR $^2/_1$	CLf	<1	4.6	9.8	1.0	0.5	7.7
S_3800	Ah1	3.8	10 YR $^2/_1$	CA	<1	5.4	9.8	1.0	0.6	15.1
S_3400	Ah1	1.8	10 YR $^2/_2$	CRL	1	5.4	11.1	1.0	0.7	8.9

Sitio	*H	Espesor dm	Color	Textura	Pend %	pH H_2O	pH NaF	DA kgm^{-3}	CE $dS\ m^{-1}$	COS $kg\ m^{-2}$
S_3000	Ah	2.4	10 YR $^3/_2$	CA	1	5.9	9.3	0.6	0.3	2.0
U_4300	Ah	1.6	7.5 YR $^3/_1$	CRA	1	4.6	9.4	0.6	1.2	3.5
U_4000	Ah	7.4	10 YR $^2/_1$	CRL	<1	5.1	9.6	0.9	0.5	18.6
U_3800	Ah1	5.5	10 YR $^2/_1$	CRA	1	5.0	7.8	0.7	0.6	19.0
U_3400	Ah1	1.7	10 YR $^2/_1$	CR	<1	5.1	10.2	1.0	0.9	13.5
U_3000	Ah	2.9	10 YR $^2/_1$	RA	1	5.7	9.6	0.8	1.4	7.8

Los valores de Fe y Al extraídos con pirofosfato aportan información sobre contenidos de Al y Fe acomplejados en la MO. Para esta investigación, los contenidos de Al_p y Fe_p, se correlacionaron negativamente con la actividad microbiana, puesto que la respiración microbiana y el CBM disminuyeron cuando aumenta la concentración de Fe y Al. La eficiencia metabólica fue menor cuando las concentraciones de Al_p fue más alta a 4.3 g kg^{-1} y las de Fe_p mayores a 1.16 g kg^{-1} en laderas umbría, mientras que en solana fueron 6.2 de Al_p y 2.5 g kg^{-1} de Fe_p a 3800 m snm (Figura 4A y 4B). En suelos volcánicos, la descomposición microbiana de la MO puede estar limitada por la toxicidad de Al y valores de pH bajos (Matus *et al.,* 2014). Al calcular la relación de Al_p:C, se obtuvo que a los 3000 m snm y 4300 m snm en exposición norte los valores fueron mayores a 0.15, lo que indica que la mineralización del COS está inhibida hasta en 80%. (Matus *et al.,* 2014) en su estudio relaciona las densidades bajas con el contenido de COS alto y lo atribuye a los complejos de Al-humus lo que coincide con el presente estudio (Figura 5A y 5B). Los complejos de Al y Fe-humus se forman principalmente en ambientes que son ricos en C orgánico y pH bajo, pero el alófano está restringido a un pH >5. Lo que coincide en este estudio ya que en los sitios con pH menos ácidos dominaron las relaciones más altas de Alp:C y, por lo tanto, también los complejos órgano-metálicos (Merino, 2017).

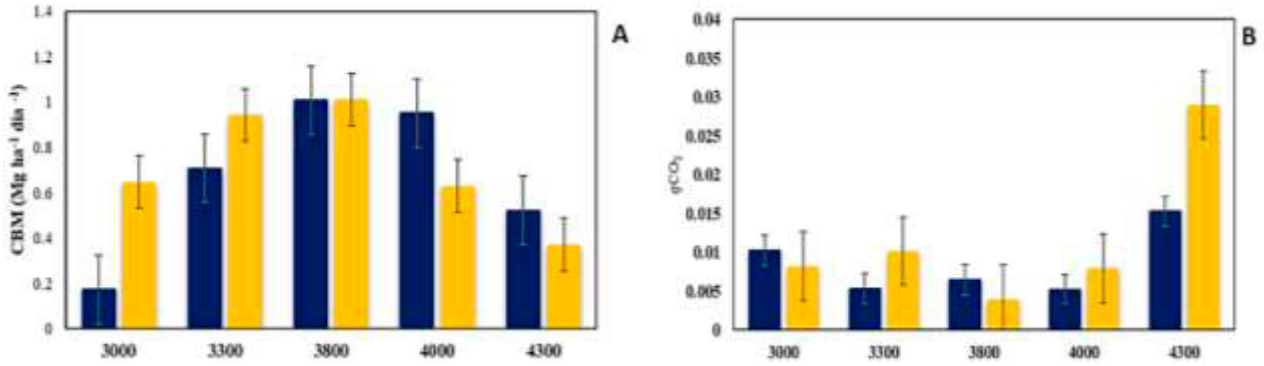

Figura 4. Se muestra a diferentes altitudes en A) el Carbono de Biomasa microbiana, B) el qCO2, C) cuantificación de Alp y Fep. En todos los casos se utiliza el color amarillo para las mediciones de la solana y en azul lo datos de la umbría.

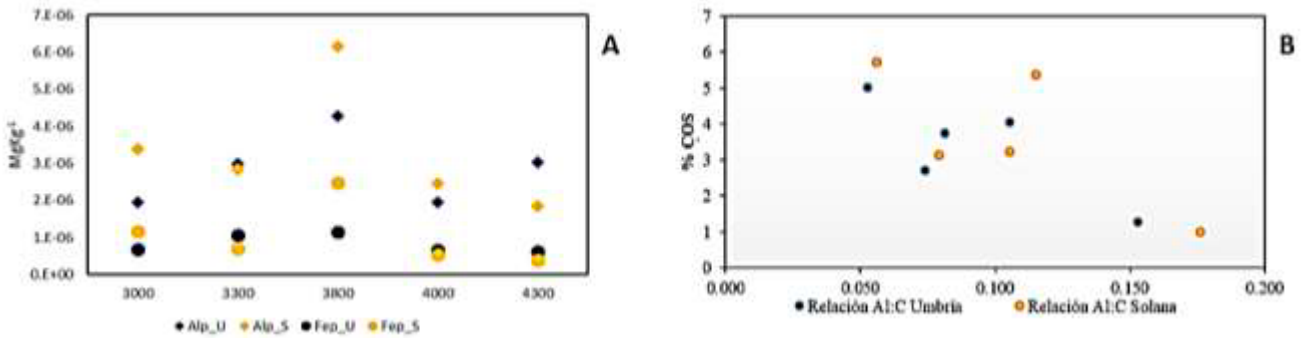

Figura 5. Se muestra a diferentes altitudes en A) cuantificación de Alp y Fep, y en B) la relación Al:C en laderas de orientación contrastante.
En todos los casos se utiliza el color amarillo para las mediciones de la solana y en azul lo datos de la umbría.

Del ACP el CP 1 junto con al CP 2 acumularon 69.98% de la variabilidad de los datos. Casi todas las laderas umbrías a excepción del sitio 3800_U, estuvieron asociadas a valores bajos de CBM, C:N y DA (Figura 6). Lo anterior indica menor actividad la biota en sitios más fríos de las laderas umbrías.

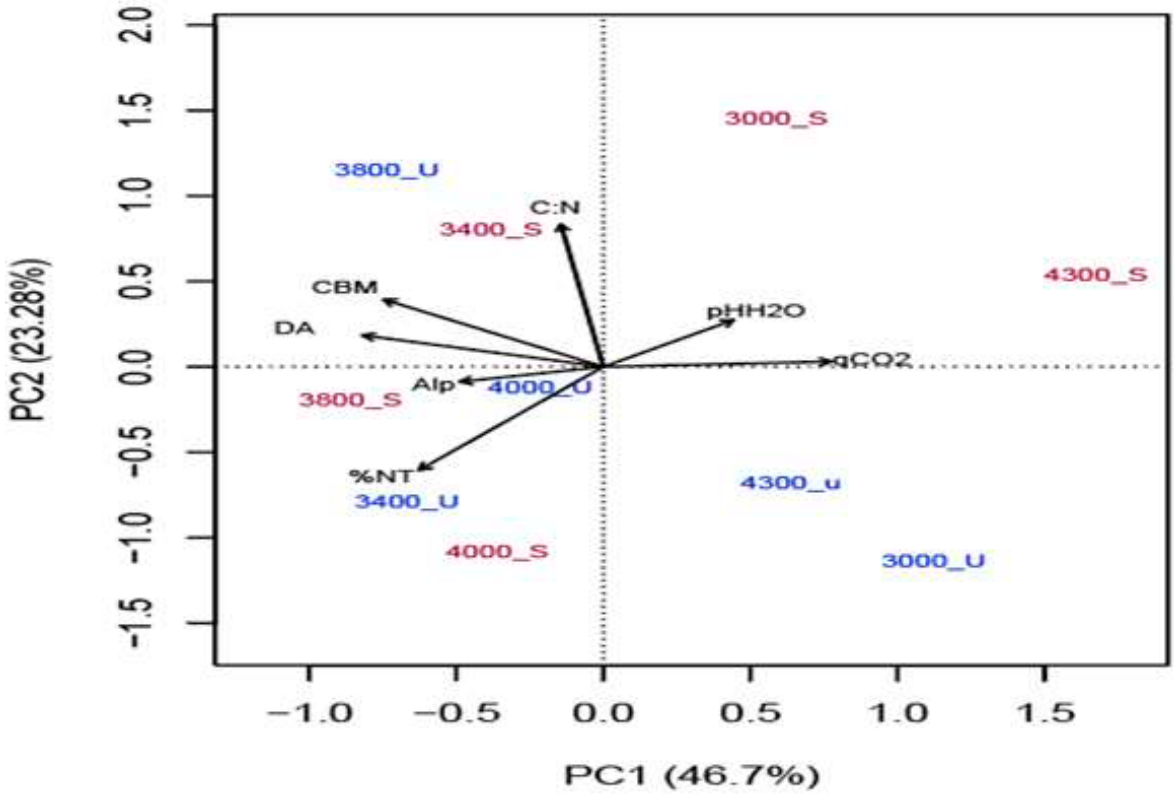

Figura 6. ACP 1 y ACP 2 muestran el 69.98% de la variabilidad de los datos.

Los sitios de mayor (4300 m) y menor (3000 m) de altitud tanto de umbría como de solana destacan por el incremento de qCO_2 pero menores valores en el resto de las variables evaluadas (CMB, Alp, Fep, C:N). Lo anterior sugiere mayor respiración de la biota, pero menor crecimiento, acentuado en laderas umbrías. Los sitios a 3800 de ambas exposiciones, son sitios de mayor acumulación de C en la microbiota y menor producción de qCO_2. Es notorio, además, que las laderas solana 3000_S, 3400_S y 3800_U muestran valores más altos en la relación C/N. En estos sitios la vegetación podría dar la respuesta, ya que exposiciones solanas la vegetación aporta MO más alifática. La vegetación se describió en cinco pisos altitudinales que comprenden tres tipos de vegetación predominante: en las altitudes más bajas

(3000 y 3300 m s. n. m.) de los sitios estudiados, se encontró bosque mixto dominado por *Abies religiosa*. En el piso superior ubicado sobre los 3800 m snm, se distribuye bosque de *Pinus hartwegii* asociado con zacatonal y en los sitios más altos (4000 y 4300 m s. n. m.) correspondientes a los límites de la vegetación, se registró presencia dominante de pastizal montano.

Conclusiones

En suelos formados sobre cenizas volcánicas jóvenes, el aluminio y fierro mostraron ser significativamente limitantes de la actividad microbiana y favorecer la acumulación del COS. Por otro lado, la exposición en un factor determinante en formación de complejos órgano-minerales. En las laderas umbrías de mayor humedad, pero menor temperatura la estabilización del carbono domina sobre su mineralización.

Literatura citada

Anderson, T.-H. (2003). Microbial eco-physiological indicators to asses soil quality. Agriculture, Ecosystems & Environment, 98(1-3), 285-293. doi:https://doi.org/10.1016/S0167-8809(03)00088-4

Blakemore, L.C., Searle, P.L., Daly, B.K., 1987. Methods for chemical analysis of soils. N.Z. Soil Bureau Sci. Rep. 80. Soil Bureau, Lower Hutt, New Zealand.

Bremner, J.M. (1965a) "Total nitrogen. In: C.A. Black (Ed.), Methods of Soil Analysis, Part 2, American Society of Agronomy, Madison, pp. 1149-1178.

Chun-Chih, T., Zueg-Sang, C., and Chang-Fu, H. (2004). Relationships between soil properties and slope position. Geoderma, 123:131-142.

Cornejo Cruz, C. A., López-López, A. B., Valderrábano Gómez, J. M., García Santos, E., y Cruz-Flores, G. (2018). Cuantificación de aluminio y hierro en suelos de origen volcánico en un gradiente altitudinal en el Parque Nacional Izta-Popo. CDMX. UNAM.

Cruz-Flores, G., y Etchevers-Barra, J. (2011). Contenidos de carbono orgánico de suelos someros en pinares y abetales de áreas protegidas de México. Agrociencia, 45(8), 849-862.Obtenido de http://www.scielo.org.mx/pdf/agro/v45n8/v45n8a1.pdf

Dahlgren, R., Saigusa, M., and Ugolini, F. (2004). The nature, propierties and managment of volcanic soils. Advances in Agronomy, 82: 113-182.

Garrido, E., and Matus, F. (2012). Are organo-mineral complexes and allophane content determinant factors for the carbon level in Chilean volcanic soils? Catena, 92: 106-112.

Horwarth, W. (2015). Carbon Cycling: The Dynamics and Formation of Organic Matter. Soil Microbiology, Ecology, and Biochemistry, 339-382.

López L. A. B. (2014). Influencia del relieve sobre las propiedades del suelo en una catena en laderas de montaña del Parque Nacional Izta-Popo. México, D. F. pp. 9 04/08/2017

Matus, F., Rumpel, C., Neculman, R., Panichini, M., and Mora, M. (2014). Soil carbon storage and stabilisation in andic soils: A review. Catena, 120: 102-110.

Merino, C., Fontaine, S., Palma, G., and Matus, F. (2017). Effect of aluminium on mineralization of water extractable organic matter and microbial respiration in southern temperate rainforest soils. European Journal of Soil Biology, 82:56-65.

Nanzyo, M. (2004). Unique properties of volcanic ash soils. Japon: Association of International Research Initiatives for Enviroment Studes.

Paul, E. (2016). The nature and dynamics of soil organic matter: Plant inputs, microbial transformations, and organic matter stabilization. Soil Biology & Biochemistry(98), 109-126.

Shoji, S., Nanzyo, M., and Dahlgren, R. (1993). Volcanic Ash Soils genesis, properties and utilization. Amsterdan: Elsevier.

Siebe, C., and Macías, J. (2006). Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatépetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic. En C. Siebe, J. Macías, and Aguirre G. , Neogene-Quaternary continental margin volcanism: a perspective from Mexico (págs. 253-329). Colorado: Geological Society of America Special Paper.

Siebe, C.h., Jahn, R. and Stahr, K.,1996. Manual para la descripción y evaluación ecológica de suelos en el campo. Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. Publicación Especial N° 4. Chapingo, México, pp. 57.

7 Sistemas Agropecuarios

7.1. Concentraciones de carbono orgánico en suelos con nopales cultivados y silvestres en San Nicolás Tetelco, Ciudad de México

Vela-Correa Gilberto[1*]; Martínez-Martínez Francisco J.[1]; Castellanos-Moguel Judith[1]; Cano-Flores Oscar[1] y Alvarado-Arconada Georgina[1]

[1]Universidad Autónoma Metropolitana – Xochimilco. Departamento de El Hombre y su Ambiente. Calzada del Hueso 1,100. Colonia Villa Quietud. C. P. 04960. Alcaldía Coyoacán. Ciudad de México.
*Autor para correspondencia: gvela@correo.xoc.uam.mx

Resumen

El objetivo de este trabajo fue determinar las concentraciones de carbono orgánico total (COS) en nopaleras de San Nicolás Tetelco, que forman parte del Suelo de Conservación (SC) de la Ciudad de México. Es conveniente mencionar, que no solo es importante el rendimiento de los cultivos, sino también los servicios ambientales que pueden proporcionar y que son imprescindibles para el mantenimiento de la calidad de vida de quienes habitan en la capital del país. Por lo anterior, se eligieron cinco sitios en parcelas de nopal verdura (*Opuntia ficus indica* L.) que se encuentran en terrazas de la época prehispánica en el volcán Ayaquemetl. Los sitios S-1 y S-2 con nopal verdura tienen < 10 años de hacer sido plantados, el S-3 con nopal > 10 años de establecidos y los sitios S-4 y S-5 con nopales silvestres *(Opuntia streptacantha)* que tienen una edad > 10 años. Se determinó el color, densidad, textura, porosidad, pH, MO, CIC, Nt, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+} y K^{+} intercambiables. El carbono orgánico en suelos (COS) se calculó con base en la ecuación: COS = CO (Da) (Ps) donde, COS = Carbono Orgánico de Suelos (kg m^{-2}), CO = Carbono orgánico total (%), Da = Densidad aparente (g m^{-3}), Ps = Profundidad del suelo (cm); Sup = Superficie (m^2). En general, los suelos son poco profundos, pedregosos de texturas areno-francosas, ligeramente ácidos, ricos en materia orgánica y con un complejo de cambio dominado por Ca^{2+} y Mg^{2+}. Las mayores concentraciones de COS se encuentran en los suelos de las nopaleras silvestres y con edades >10 años.

Palabras clave: *COS; Opuntia spp.; agricultura; Suelo de Conservación; nopal verdura.*

Abstract

The objective of this work was to determine the concentrations of total organic carbon (SOC) in cactus stems of the Ayaquemetl volcano in San Nicolás Tetelco in Tláhuac and that are part of the Conservation Soil (CS) of Mexico City. This is important since apart from promoting agriculture, it provides various environmental services such as water production, climate regulation and carbon capture, among others. Five sites with plots of *Opuntia ficus indica* L. that are found in small pre-hispanic terraces on the lower slopes of the Ayaquemetl volcano were chosen. In this case, sites S-1 and S-2 with cactus stems that have <10 years of being planted, S-3 with cactus but in this case> 10 years established and sites S-4 and S were considered. -5 with bush plants of wild nopales *Opuntia streptacantha* that are estimated to be> 10 years old. The color, density, texture, porosity, pH, MO, CIC, Nt, C: N, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+} and K^{+} were determined. Soil organic carbon (COS) was calculated based on the equation: SOC = CO (Da) (Ps) where, SOC = Organic Soil Carbon (kg m^{-2}), OC = Total organic carbon (%), Da = Bulk density (g cm^{-3}), Ps = Depth of the soil (m); Sup = Area (m^2). The soils are shallow, stony with sandy-loam textures, slightly acidic, rich in MO and with a complex of exchange dominated by Ca^{2+} and Mg^{2+}. The highest concentrations of SOC are found in cactus aged > 10 years and under the canopy of wild cactus stems.

Key words: *SOC; Opuntia spp.; agriculture; Conservation Soil; cactus stems.*

Introducción

Más de la mitad del territorio de la Ciudad de México está catalogado como Suelo de Conservación (SC), cuya importancia radica en los servicios ambientales que provee a quienes la habitan, tales como la captación de agua, regulación del clima, captura de carbono y la riqueza ecosistémica que ofrece (Rodríguez *et al*, 2013). Los servicios ambientales son imprescindibles para el mantenimiento de la calidad de vida de los habitantes de la capital. Pese a la importancia, que tiene el SC, existen factores que ejercen una fuerte presión sobre su territorio, como la urbanización, el crecimiento de las zonas agrícolas y la pérdida de masas forestales.

Actualmente la comunidad de San Nicolás Tetelco desea reactivar la producción de nopal y fortalecer la actividad agrícola, a su vez que evalúan la posibilidad de fomentar la captura de carbono en los suelos y poder ser partícipe de los incentivos locales y federales que existen para tal efecto. En esta comunidad, han seguido el modelo productivo de los nopaleros de Milpa Alta, aunque no al pie de la letra, ya que utilizan fórmulas de fertilización que no son las recomendadas, además de hormonas para acelerar el crecimiento de los nopales, situación que se refleja en que las nopaleras deben ser reemplazadas a los 3 o 4 años o son abandonadas porque se agotan y no producen más. Cabe hacer mención que un agrosistema nopalero puede llegar a tener el mismo potencial de captura de carbono que un bosque de pino y encino (Fuentes-Ponce, 2020). El objetivo de este trabajo fue determinar las concentraciones de carbono orgánico total (COS) en nopaleras de San Nicolás Tetelco, que forman parte del Suelo de Conservación (SC) de la Ciudad de México.

Materiales y Métodos

Descripción fisiográfica del área en estudio

Este trabajo se llevó a cabo en los terrenos ejidales de San Nicolás Tetelco, que se encuentran en las laderas bajas del volcán Ayaquemetl el cual tiene una altitud que va de los 2222 a los 2947 m s. n. m. en su punto más elevado y que administrativamente se localiza en la alcaldía de Tláhuac en la Ciudad de México (Figura 1), específicamente en los 19°20’ de latitud N y 98°55’ de longitud O (INEGI, 2010).

Figura 1. Localización de San Nicolás Tetelco, Tláhuac.

El clima es templado sub-húmedo con una temperatura media anual de 16 °C, y una precipitación promedio de 533.8 mm, en laderas con pendientes del 12 al 20% con abundante pedregosidad y los suelos se clasifican como Leptosoles y Phaeozem (WRB, 2006). Los productos más cultivados son el maíz, nopal verdura, avena forrajera, durazno, manzana y ciruela, aunque los agricultores reportan una baja productividad.

Trabajo de gabinete y campo

Se eligieron cinco sitios con parcelas de nopal verdura (*Opuntia ficus indica* L.) que se encuentran en pequeñas terrazas que datan de la época prehispánica ubicadas en las laderas bajas del volcán Ayaquemetl. Los sitios S-1 y S-2 con menos de 10 años de hacer sido plantadas, el S-3 con más de 10 años de establecida y los sitios S-4 y S-5 donde se encuentran algunas plantas de nopales silvestres *Opuntia streptacantha* que se estima tienen una edad mayor a 10 años, que se caracterizan por alcanzar hasta 3 m de altura y sus cladodios son más grandes que los de *Opuntia ficus-indica*, llegando a medir hasta 25 cm de longitud. La colecta de suelos se realizó a través de un muestreo compuesto que consistió en tomar tres muestras en diferentes sitios de cada parcela, que posteriormente se mezclaron hasta formar una sola muestra por parcela. Estas se tomaron a una profundidad de 0 a 20 cm utilizando una barrena holandesa la cual recoge 0.5 kg de suelo y se realizó la descripción general del sitio.

Trabajo en laboratorio

Las muestras de suelo se secaron y tamizaron con el fin de desechar impurezas. Las determinaciones que se realizaron fueron: color; densidad aparente, real y textura por os procedimientos descrito en SEMARNAT, (2002); la porosidad se calculó de acuerdo con Bauer *et al*. (1981); El pH se midió con un potenciómetro con electrodo de vidrio, empleando una relación suelo-agua de 1:2.5; materia orgánica (MO), por el método de Walkley y Black (1947); la capacidad de intercambio catiónico (CIC) y los iones intercambiables de Ca^{2+} y Mg^{2+} por Jackson, (1982); El Na+ y K+ se cuantificaron con un fotoflamómetro Cornig 400. El carbono orgánico en suelos (COS) se calculó con la ecuación: COS=CO (Da) (Ps) donde, COS = Carbono Orgánico de Suelos (kg m^{-2}); CO = Carbono orgánico total (%); Da = Densidad aparente (Mg m^{-3}); Ps = Profundidad del suelo (m); Sup = Superficie (m^2) (Vela-Correa *et al*., 2012).

Resultados y Discusión

Propiedades físicas de los suelos

Los suelos son pardos en seco y pardos muy oscuros en húmedo, ya que su luminosidad y saturación disminuyen a la mitad, al presentar valores de 2 (Cuadro 1), debido a que sus pigmentos corresponden a materiales orgánicos de los abonos y compostas que aplican, así como a óxidos férricos provenientes del intemperismo de materiales piroclásticos y de rocas de tipo basáltico que se encuentran en el lugar.

Cuadro 1. Color del suelo en las nopaleras.

Sitio	Edad	Prof	Color del suelo			
			Seco		Húmedo	
	años	cm	Clave	Nombre	Clave	Nombre
Nopales cultivados						
S-1	<10	0 - 20	10YR 4/4	Pardo amarillento oscuro	10YR 2/2	Pardo muy oscuro
S-2	<10	0 - 20	10YR 5/3	Pardo	10YR 2/2	Pardo muy oscuro
S-3	>10	0 - 20	10YR 5/3	Pardo	10YR 2/2	Pardo muy oscuro

Sitio	Edad	Prof	Color del suelo			
			Seco		Húmedo	
	años	cm	Clave	Nombre	Clave	Nombre
Nopales silvestres						
S-4	>10	0 - 20	10YR 5/3	Pardo	10YR 2/2	Pardo muy oscuro
S-5	>10	0 - 20	10YR 3/2	Pardo grisáceo muy oscuro	10YR 2/2	Pardo muy oscuro

Los suelos con *Opuntia streptacantha*, tuvieron valores bajos de densidad y son más porosos, que los de las parcelas con nopales cultivados, ya que debido a la aplicación de abonos y el constante pisoteo provocan un apelmazamiento de sus componentes, disminuyendo la infiltración de agua e intercambio gaseoso, facilitando el escurrimiento superficial y perdida de nutrimentos (Cuadro 2).

Cuadro 2. Propiedades fisicas de los suelos.

Sitios	Prof	Edad	Densidad		Porosidad	Humedad	Partículas del suelo			Textura
			aparente	real			arenas	limos	arcillas	
	cm	años	g cm^{-3}				%			
Nopales cultivados										
S-1	0 - 20	<10	1.22	2.49	51.00	11.39	87.36	8.34	4.30	Ac
S-2	0 - 20	<10	1.06	1.83	42.08	17.30	77.06	15.30	7.64	Ac
S-3	0 - 20	>10	1.02	2.20	53.64	18.76	66.23	24.46	9.31	Ca
Nopales silvestres										
S-4	0 - 20	>10	0.79	1.84	57.07	14.98	81.23	13.93	4.84	Ac
S-5	0 - 20	>10	0.70	1.66	57.83	12.48	74.10	19.40	6.50	Ca

Textura: Areno-francosa (Ac); Franco arenosa (Ca).

Las nopaleras mayores a 10 años son las que acumulan mayores cantidades de materiales orgánicos y humedad, aunque esta última depende de la calidad y de la humedad existente en el abono. En cuanto a la textura de los suelos las nopaleras con menos de diez años son ligeramente areno-francosas en comparación con las mayores a 10 años, que son franco-arenosas, donde la cantidad de limos y arcillas es ligeramente mayor, que se atribuye a la alteración de los materiales de origen volcánico y su retención en forma de agregados más estables por los componentes orgánicos provenientes de las aplicaciones de abonos, exudados de las raíces y las condiciones de estacionalidad climática de la zona.

Propiedades químicas de los suelos

Los sitios S-1 y S-2 corresponden a las parcelas más jóvenes con nopal y con las mayores concentraciones de Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+} y K^{+} (Cuadro 3) que se atribuyen a las adiciones de abonos que se consideran ricos en estos nutrimentos a las parcelas, estos provenientes en su mayoría de granjas lecheras del estado de Hidalgo, así como de la zona de Chalco y de Tlalpan (Jurado-Silva, 2020), por lo que su calidad y variabilidad en su composición es elevada, aun en una sola parcela ya que su aplicación no es homogénea, debido a que es por etapas a lo largo de tres o cuatro años.

Cuadro 3. Propiedades químicas de los suelos.

Sitios	Prof	Edad	pH	MO	Corg	Nt	C:N	CIC	Iones intercambiables			
									Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}
	cm	años			%			Cmol + kg^{-1}	meq 100 g^{-1}			
Nopales cultivados												
S-1	0-20	< 10	6.8	1.73	1.00	0.09	11.11	31.16	15.99	5.32	5.55	4.30
S-2	0-20	<10	6.7	5.61	3.25	0.28	11.60	59.07	38.21	6.66	7.59	6.61
S-3	0-20	>10	6.3	3.54	2.05	0.18	11.38	29.29	12.44	4.88	6.45	5.52

Sitios	Prof	Edad	pH	MO	Corg	Nt	C:N	CIC	Iones intercambiables			
									Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}
	cm	años			%			Cmol + kg^{-1}	meq 100 g^{-1}			
Nopales silvestres												
S-4	0-20	>10	6.0	10.35	6.00	0.52	11.53	33.97	13.33	6.22	7.81	6.61
S-5	0-20	>10	7.1	13.46	7.80	0.67	11.64	24.63	11.55	3.55	5.10	4.43

MO = Materia orgánica; Corg = Carbono orgánico total; Nt = Nitrógeno total, CIC = Capacidad de intercambio catiónico

Concentraciones de carbono orgánico total (COS)

Los sitios S-4 y S-5 con nopales silvestres *O. streptacantha* y con una edad > 10 años tuvieron las mayores concentraciones de COS que en promedio es de 1,092 kg m^{-2}, mientras que los sitios con nopales cultivados, las mayores concentraciones se obtuvieron en el S-2 con 689 kg m^{-2} que había sido abonado cuando se realizó el estudio, en comparación con el S-1 que fue de 244 kg m^{-2} que había sido abonado por última vez hace cuatro años, lo que hace suponer que en ese periodo hubo una perdida 445 kg m^{-2} de CO_2 entre otros componentes (Figura 2). Se debe considerar que el manejo de las nopaleras cultivadas señala que no deben tener más de 1 a 1.20 m de altura, por lo que se podan y los restos de los cladodios son trozados y agregados directamente en los pasillos de las parcelas, incrementando la humedad y también la proliferación de plagas y enfermedades, así como la actividad biológica y por ende la liberación de CO_2 o CH_4. En el caso de los nopales silvestres estos no reciben ningún tipo de manejo, y la materia orgánica que cae bajo su dosel se acumula in situ, al igual que el suelo que pueden retener.

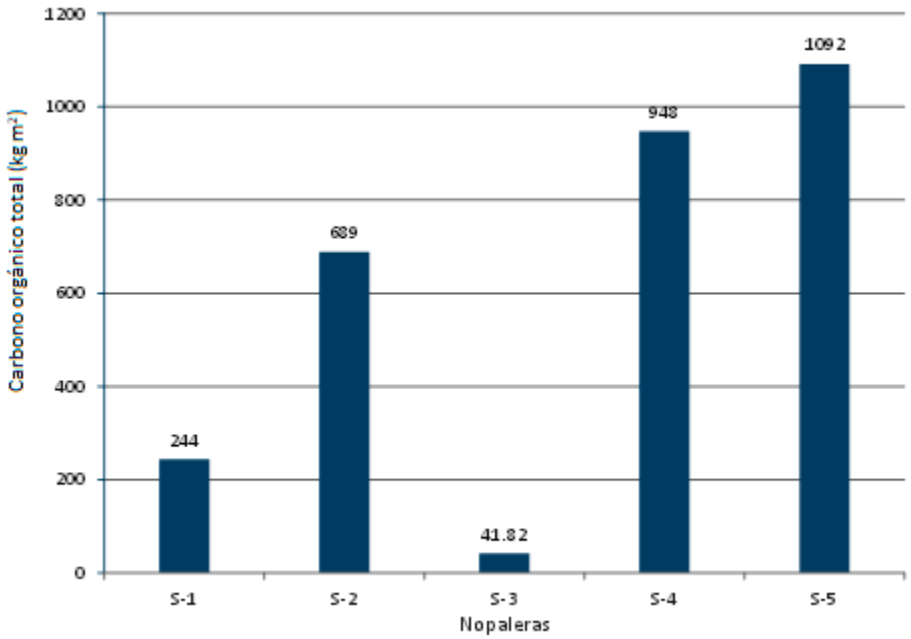

Figura 2. Concentraciones de COS en las nopaleras.

Los productores aplican grandes cantidades de abono (30 - 60 t ha^{-1}) fresco sin compostear, en capas de 20 a 30 cm de espesor sobre el suelo, por lo que gran parte de este material es arrastrado por las lluvias. Además, se debe considerar que los suelos son poco profundos y pedregosos, lo que facilita que los componentes más lábiles se pierdan por drenaje, llegando a las barrancas y una vez ahí, sean transportados a las zonas más bajas de la región.

La parcela S-2 abonada recientemente, tuvo 65% más carbono en comparación con la S-1 donde su última aplicación de abono, fue hace cuatro años, lo que muestra una gran pérdida de nutrientes, además

sugiere que la actividad microbiana es alta y el clima acelera el proceso de descomposición (Figura 3). Las nopaleras silvestres se encuentran en suelos someros y pedregosos, además forman parte de los linderos de algunas parcelas y solo se utilizan sus frutos durante una temporada al año, ya que por su tamaño y cantidad de semillas no tienen demanda en la zona, por lo que el nulo manejo permite que haya una mayor concentración de COS.

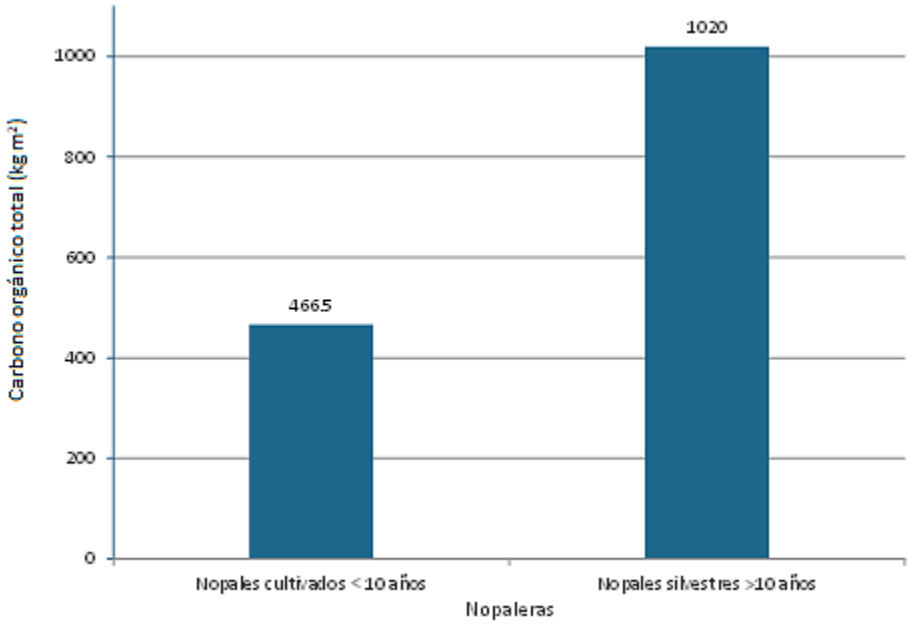

Figura 3. Concentraciones de COS dependiente de la edad de las nopaleras.

Conclusiones

Los suelos son poco profundos, pedregosos, con una porosidad media, ligeramente ácidos, ricos en materia orgánica, con una media CIC y un complejo de cambio dominado por Ca^{2+} y Mg^{2+}. Sin embargo, las mayores concentraciones de COS se encuentran en los suelos de *Opuntia streptacantha* >10 años que no están sujetas a ningún tipo de manejo, en comparación con las nopaleras de *Opuntia ficus indica* <10 años, las cuales a lo largo del tiempo pueden llegar a perder del abono que se aplicó alrededor del 65% de COS y nutrientes, que se liberan al ambiente o se pierden por escurrimiento y percolación.

Agradecimientos

Se agradece al C. Herlindo Jurado Silva, Jefe de la Unidad Territorial San Nicolás Tetelco y a la Sociedad de Producción Rural (SPR) Ayaquemetl-Tetelco, las facilidades otorgadas para realizar los trabajos en campo. Así como a la UAM-X el apoyo recibido mediante la Convocatoria para la Obtención de Apoyo para la Formulación y Consolidación de Propuestas de Servicio Comunitario.

Literatura citada

Fuentes-Ponce, M. H. 2020. Cultivos de nopal, los próximos aliados contra el calentamiento global. NOTIMEX. Suplemento Ciencia 11/02/2020. Consultado 30/04/2020.

Jackson, M. L. 1982. Análisis Químicos de Suelos. Ed. Omega. Barcelona, España. 350 p.

Jurado-Silva, H. 2020. Sociedad de Producción Rural (SPR) Ayaquemetl-Tetelco. (Comunicación personal), 15 de marzo de 2020.

Rodríguez Gamiño, M. L., López Blanco, J. y Vela Correa, G. 2013. Indicadores ambientales biofísicos a escala detallada para la planeación territorial en Milpa Alta, Centro de México. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía. Núm. 80: 21-35

SEDEMA. Secretaria de Medio Ambiente. 2016. Suelo de Conservación. Ed. SEDEMA y Gobierno de la Ciudad de México CDMX. 84p.
SEDEPI. Secretaria de Pueblos y Barrios Originarios y Comunidades Indígenas Residentes. 2018. La zona rural de la de CDMX contribuye al bienestar social, ambiental y económico de las y los capitalinos. Publicado 7 de marzo, 2018. https://www.sepi cdmx.gob.mx/comunicación/nota/cdmx-rural-campo. (Consultado 1 de mayo de 2020).
SEMARNAT. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales., 2002. Norma Oficial Mexicana NOM-021-RECNAT-2000. Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos. Estudios, muestreo y análisis. Diario Oficial de la Federación. 31 de diciembre de 2002. 73 p.
Soil Survey Staff, 1999. Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil survey. Second Edition. No. 436. Agriculture handbook. Ed. United States Departament of Agriculture and Natural Resources Conservation Service., Washington, USA. 879 p.
Vela-Correa, G.; López-Blanco, J. y Rodríguez-Gamiño, M. L. 2012. Niveles de carbono orgánico total en el Suelo de Conservación del Distrito Federal, centro de México. *Invest. Geog*. 77: 18-30.
Walkey, A. y Black. 1947. A Critical Examination of a Rapid Method for Determining organic soil constitution. Soil Science, 63: 251-264.
WRB. Word Reference Base. 2006. World Soil Resources Reports, 2nd edition No.103, FAO, Rome.

7.2. Cambios de carbono orgánico del suelo en sistemas de cultivo de quinua (*Chenopodium quinoa* Willd.)

González-Molina Lucila[1]; Espitia-Rangel Eduardo[1] y Maldonado-Meneses Guadalupe[2]

[1]Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP). Centro de Investigación Regional Centro-Campo Experimental Valle de México Carretera Los Reyes-Texcoco, km. 13.5, Coatlinchán, Estado de México. C.P. 56250. México.
[2]Universidad Autónoma Chapingo. km. 38.5. Carretera México-Texcoco. Chapingo, Texcoco, Estado de México, 56230. México.
Autor para correspondencia: gonzalez.lucila@inifap.gob.mx

Resumen

El objetivo del estudio fue estimar los cambios de carbono orgánico del suelo (COS) en sistemas de cultivo en las variedades de quinua: Amarilla Maranganí y Blanca con el uso del modelo de la dinámica del carbono RothC-26.3. El estudio se llevó cabo en el Campo Experimental Valle de México de INIFAP. Las simulaciones de la dinámica del COS incluyeron: tres periodos de tiempo: 20, 60 y 100 años; los sistemas anuales: monocultivo de quinua (MQ), monocultivo de maíz (MM), y rotación de quinua-maíz (RQM); y el uso de tres aportes de carbono (C) al suelo de los residuos vegetales de cosecha (RV): 60, 70 y 80% de la materia seca total (MST). La acumulación de carbono (C) se evaluó por estructura vegetal en tres en tratamientos de fertilización. La fertilización no tuvo efecto significativo en la producción de la MST por el nivel favorable de fertilidad del suelo del sitio de estudio y a la rusticidad del cultivo. La MST de Amarilla Maranganí fue mayor a la de Blanca. En ambas quinuas, los tallos y las inflorescencias y las hojas y el grano, representaron del 76 a 84% y del 11 a 23% de la MST, respectivamente. Los cambios de COS simulados por el RothC-26.3 en ambas variedades de quinua indicaron potencial de secuestro de COS (Mg C ha^{-1} $año^{-1}$) en un periodo de tiempo mayor a 20 años, sólo en el monocultivo de quinua con RV=80%.

Palabras clave: *materia seca; sistemas de cultivo; escenarios de simulación de carbono.*

Abstract

The purpose of the study was determinate soil organic carbon (SOC) change in crop systems in the quinua varieties Amarilla de Maranganí and Blanca with using the RothC-26.3 soil carbon dynamics model. The present study was conducted in the Valle de México experimental station of INIFAP. COS dynamics simulations included: three time periods: 20, 60 and 100 years; the annual systems: monoculture of quinoa (MQ), monoculture of corn (MM), and rotation of quinoa-corn (RQM); and the use of three contributions of carbon (C) to the soil from crop residues (RV): 60, 70 and 80% of total dry matter (MST). Carbon accumulation (C) was evaluated by plant structure in three in fertilization treatments. Fertilization had no significant effect on MST production due to the favorable level of soil fertility at the study site and the hardiness of the crop. In both quinoas, the stems and inflorescences and the leaves and grain represented 76 to 84% and 11 to 23% of the MST, respectively. The SOC change simulated by the in both varieties of quinoa indicated sequestration of SOC (Mg C ha^{-1} $year^{-1}$) in a period of time greater than 20 years, only in the quinoa monoculture with RV = 80%.

Key words: *crop systems; dry matter; carbon simulation scenarios.*

Introducción

Los suelos agrícolas a nivel mundial, han perdido entre el 30 y 75% de las reservas de COS (30 a 40 Mg C ha^{-1}) (Lal *et al*., 2007). De acuerdo con Lal (2004), el COS almacenado depende de las estrategias

de manejo como la retención de residuos y aplicación de fertilizantes, además de las condiciones ambientales (Luo *et al*., 2010).

El modelo RothC-26.3 es uno de los más usados en la predicción de los cambios del C en el suelo (Coleman *et al*., 1997) y su desempeño en México se ha evaluado en experimentos de corta duración y en sistemas agrícolas con una eficiencia del de 0.78 a 0.87 (González *et al*., 2011) y de 0.77 (González *et al*., 2017)

En los cultivos denominados pseudocereales, en particular la quinua tiene potencial de almacenar COS en el suelo ya que al igual que el cultivo de amaranto, en México, después de su cosecha, se dejan alrededor de 80% de los residuos de vegetales aéreos en los terrenos de cultivo, mientras que el maíz, bajo labranza convencional, según las estimaciones de Pérez *et al*. (2000) del 15 a 30% de RV.

El objetivo del trabajo fue estimar los cambios del carbono orgánico del suelo de sistemas de cultivo de quinua con el uso del modelo RothC-26.3 en periodos de tiempo de 20, 60 y 100 años y con diferentes aportes de residuos de cosecha. Los RV se midieron en tratamientos de dosis de fertilización y en el maíz fueron estimados con información regional bajo condiciones de temporal.

Materiales y Métodos

El estudio se realizó en el Campo Experimental Valle de México del INIFAP, ubicado, en la localidad de Santa Lucía, Coatlinchán, Estado de México, longitud 98°53' W y latitud 19°29' N. Para la determinación del COS se tomaron seis muestras de suelo distribuidas en la superficie experimental de 240 m^2, en la profundidad de suelo de 0-30 cm. La concentración de COS se determinó con el método de Walkley y Black (1934) que reporta la materia orgánica del suelo (MOS) y se utilizó el factor 0.58 (1/1.724) para convertir MOS a COS. Para el cálculo de COS (Mg ha^{-1} $año^{-1}$), se obtuvo la densidad aparente (Da) (g cm^{-3}) por el método del cilindro. Las unidades experimentales constaron de cinco surcos de 0.8 m de ancho por 5.0 m de largo de (20 m^2). En estas se establecieron las variedades de quinua Amarilla Maranganí y Blanca donde la materia seca se evaluó en los tratamientos de dosis de fertilización siguientes: T1=40-40-00; T2=80-40-00; T3=120-40-00; y T0=00-00-00. La materia seca se midió cuando el cultivo alcanzó la madurez fisiológica a los 147 días, se separaron las estructuras vegetales: hojas, tallos, inflorescencias y grano; se obtuvo el peso fresco total y el peso en seco de una submuestra de 100-200 g. La concentración de carbono en el tejido vegetal se determinó por combustión seca en un analizador automático de carbono orgánico total (Shimadzu TOC 5000-A). Además de los RV, el aporte de C al suelo se dio por el abono que se colocó sobre el suelo junto con la semilla al momento de la siembra.

En la estimación de los RV que aporta el maíz al suelo, se consideró la información para la zona de mediana productividad bajo temporal estricto de Texcoco que fue similar a las condiciones bajo las que se evaluó el cultivo de quinua. Se consideró un rendimiento de 3.0 Mg ha^{-1} según la SAGARPA (2015) y un índice de cosecha de 0.34. Esta información dio una entrada anual de RV de 3.5 Mg C ha $año^{-1}$ que corresponde al 40% de la materia seca total, 10% lo aportan las raíces de acuerdo con las estimaciones de Kuzyakov y Domanski (2000) para cereales y 30% los tallos de maíz (Pérez *et al*., 2000).

Las simulaciones de los escenarios de la dinámica del COS se efectuaron con el modelo RothC-26.3 (Coleman y Jenkinson, 2005) en tres periodos de tiempo: 20, 60 y 100 años; en los sistemas anuales: monocultivo de quinua (MQ), monocultivo de maíz (MM), y rotación de quinua-maíz (RQM); y con el uso de aporte de C al suelo proveniente de los RV: 60, 70 y 80% de la MST de quinua y 40% de la MST de maíz.

El aporte de C por ha (Mg ha^{-1} $año^{-1}$) en quinua se calculó como el producto de la proporción de la MST (%) y la densidad de población (plantas ha^{-1}): 129, 166 y 136, 458 para Amarilla Maranganí y Blanca, respectivamente. Para determinar la tasa de cambio (TC) del COS en los periodos de tiempo 20, 40 y 60 años, se usó la siguiente expresión: $TC\ COS_{20años} = COS_{año2000} - COS_{año2020}$.

El carbono de la materia seca por estructura vegetal y total proveniente de los tratamientos de fertilización se evaluó en un diseño experimental en bloques al azar con tres repeticiones en arreglo de parcelas divididas, esta información se sometió a un análisis de varianza con el procedimiento LGM de SAS. Para comparación de medias se usó la prueba de Tukey ($P = 0.05$).

Resultados y Discusión

La distribución de C por órgano: tallo, hoja, inflorescencia, grano y raíz (Figura 1) en los tratamientos de fertilización en quinua no presentó diferencias significativas. Esto se explica por el nivel de fertilidad favorable del suelo donde la quinua se estableció, con un contenido de materia orgánica del suelo de 2.3% y de nitrógeno mineral de 91 ppm, ya que la quinua es un cultivo que mantiene su productividad aun en suelos con baja fertilidad, poca humedad e incluso alta salinidad (Ruiz *et al*., 2014). Con base en estos resultados, para efectuar las simulaciones con el RothC-26.3, se usó el valor promedio de los tratamientos (g de C planta^{-1}) y con este, se obtuvieron los porcentajes de entrada C de RV de 60, 70 y 80% del a MST.

.

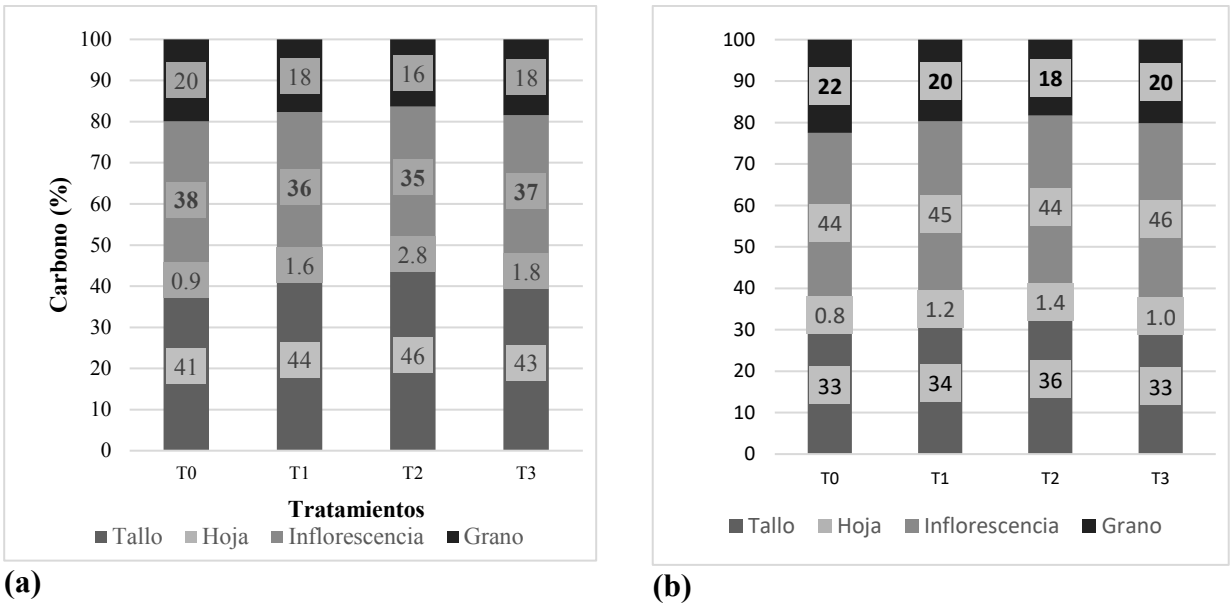

Figura 1. Distribución de carbono por estructura vegetal en los tratamientos de fertilización en madurez fisiológica en las quinuas (a) Amarilla Maranganí y (b) Blanca.
T1:40-40-00; T2:80-40-00; T3:120-40-00; y T0: 00-00-00.

Se encontró que en ambas quinuas los tallos y las inflorescencias son cerca de un 80% de la MST. En Amarilla Maranganí es mayor el C en los tallos, 41-46% de la MST, mientras que en Blanca es mayor en las inflorescencias, 44-46% de MST. También, en ambas quinuas, las hojas y grano representan menor proporción de la MST, de un 0.8 a 2.8% y de 16 a 22% de la MST, respectivamente.

Los resultados de simulación de escenarios con diferentes aportes C y en diferentes periodos de tiempo se presentan en el Cuadro 1. En los periodos de tiempo evaluados, hubo secuestro de COS solo en MQ con el aporte de C al suelo de RV de 80% de MST (0.02-0.10 Mg C ha^{-1}año^{-1}), mientras que, el orden de pérdidas de COS de menor a mayor fue el siguiente: MQ con RV de 70% MTS < MQ con RV de 60% MST (entre 0.00 a - 0.16) < RQM (-0.02 a - 0.18); y MM (entre -0.11 a - 0.19).

Cuadro 1. Cambios de carbono orgánico del suelo a 20, 60 y 100 años de cultivo continuo en tres entradas de residuos vegetales en la profundidad de suelo 0-30 cm.

Monocultivo de quinua				Rotación quinua + maíz			Monocultivo maíz
Año / (% MST) [§]	60	70	80	60+40	70+40	80+40	40
(Mg ha^{-1}año^{-1})							
Amarilla Maranganí							
20	-0.11	-0.01	0.10	-0.15	-0.09	-0.03	-0.19
40	-0.08	0.00	0.07	-0.11	-0.07	-0.02	-0.14
60	-0.06	0.00	0.06	-0.08	-0.05	-0.02	-0.11
Blanca							
20	-0.16	-0.07	0.03	-0.18	-0.13	-0.07	-0.19
40	-0.12	-0.05	0.02	-0.13	-0.09	-0.05	-0.14
60	-0.09	-0.04	0.02	-0.10	-0.07	-0.04	-0.11

MST=materia seca total.

Esto puede explicarse por el tiempo de conversión o cambio del COS, que de acuerdo con Jenkinson y Rayner (1977), es el movimiento del C orgánico, a través de un volumen dado de suelo, y se obtiene de la relación entre el COS y la entrada anual de RV. El tiempo de conversión promedio (años) para los diferentes periodos de simulación con el RothC-26.3 en los sistemas estudiados tuvo el orden inverso al COS secuestrado: MM (9.3) > RQM (8.5) > MQ con 40% de MST (8.9) > MQ con 60% de MST (7.7) > MQ con 80% de MST (6.7). Los valores más altos de conversión de COS: MM y RQM, indicaron la estabilización del C en el suelo, y los más bajos: MQ con 80% de MST, indicaron que hubo una migración más rápida del C y, por lo tanto, indicaron que el suelo está más lejano del estado de equilibrio por una mayor entrada de RV. El COS almacenado o secuestrado estuvo dentro de lo reportado a escala mundial por Lal (2004), quien reporta de 0.02 a 0.76 Mg ha^{-1}año^{-1} para el caso de sistemas agrícolas que adoptan sistemas de manejo mejorado.

En general, la quinua Amarilla Maranganí en monocultivo y bajo rotación con maíz superó las tasas de cambio de COS de la Blanca en monocultivo y de monocultivo de maíz con las entradas de C al suelo evaluadas con el RothC-26.3, tuvieron una relación lineal con las tasas de secuestro.

Conclusiones

En la acumulación de carbono en la materia seca por estructura vegetal y materia seca total de las quinuas evaluadas, las dosis de fertilización al suelo no tuvieron efecto significativo debido a la rusticidad del cultivo y al favorable nivel de fertilidad del suelo donde se establecieron. Amarilla Maranganí en monocultivo fue la de mayor secuestro de carbono orgánico del suelo con RV=80% MST y ambas quinuas mostraron mayor secuestro de COS en monocultivo que el maíz en monocultivo y que la rotación anual quinua-maíz en periodos de tiempo mayores a 20 años.

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico y en especial a todas las personas involucradas en la exhaustiva toma de datos.

Literatura citada

Coleman, K., D. S. Jenkinson, G. J. Crocker, P. R. Grace, J. Klir, M, Korschens, P. R, Poulton and D. D. Richter. 1997. Simulating trends in soil organic carbon in long-term experiments using RothC-26.3. Geoderma 81:29-44.

Coleman, K. and D. Jenkinson. 2005. ROTHC-26.3. A model for the turnover of carbon in soil. Model description and Windows Users' Guide. Rothamsted, U.K. Harpenden: Rothamsted Research. 1-43 pp.

González, M. L., B. J. D. Etchevers, P. F. Paz, S. H. Díaz, P. M. H. Fuentes, O. S. Covaleda and M. M. Pando. 2011. Performance of the RothC-26.3 model in short-term experiments in Mexican sites and systems. The Journal of Agricultural Science 149:415-425.

González, M. L., P. E. del C. Moreno, and P. A. Baéz. 2017. Simulation of soil organic carbon changes in Vertisols under conservation tillage using the RothC model. Scientia Agricola 74:235-241.

Jenkinson, D.S. and J. H. Rayner. 1977. The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. Soil Science 123:298‑305.

Kuzyakov, Y. and G. Domanski. 2000. Carbon input by plants into the soil. Review. J. of Plant Nutrit. and Soil Sci. 163: 421-431.

Lal, R. 2004. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. Geoderma 123:1-22.

Lal, R., R. F. Follet, B. A. Stewart and J. M. Kimble. 2007. Soil carbon sequestration to mitigate climate change and advance food security. Soil Science 172:943-956.

Luo, Z., E, Wang and O. J. Sun. 2010. Soil carbon change and its responses to agricultural practices in Australian agro-ecosystems: A review and synthesis. Geoderma. 155:211-223.

Pérez, O. A., J. D. G. H. Navarro y E. R. Nuñez. 2000. Aporte de los residuos del cultivo anterior al reservorio de nitrógeno en tepetates. Agrociencia 34:115-125.

Ruiz, K. B., S. Biondi, R. Oses, R. I, S. Acuna, F. Antognoni, M. E. A. Martínez, A. Coulibaly, M. A. Canahua, M. Pinto, S. A. Zurita and D. Bazile. 2014. Quinoa biodiversity and sustainability for food security under climate change: a review. Agronomy Sustainable Development. 34:349-359.

Secretaria de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación (SAGARPA). 2015. Agenda Técnica Agrícola Estado de México. México. Segunda edición. México, D.F. 288 párate, M. y J. A. Blanco. 2013. Importancia de la caracterización de la biomasa de raíces en la simulación de ecosistemas forestales. Ecosistemas 22:66-73.

Walkley, A. and I. A. Black. 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.

7.3. Almacén de carbono en un sistema agroforestal de café bajo sombra en Oaxaca, México

Aquino-Ramírez Martín[1]; Tlaxcala-Méndez Rolando M.[2] y Hervert-Zamora Haidie L.[3]

[1]Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias. Campo Experimental Edzná. Campeche, Campeche, México.
[2]Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias. Campo Experimental El Palmar. Tezonapa, Veracruz, México.
[3]Universidad Politécnica de Texcoco. San Miguel Coatlinchán, Texcoco, Estado de México, México.
Autor para correspondencia: ramirez.aquino@inifap.gob.mx

Resumen

Los sistemas agroforestales de café (SAFC) bajo sombra son importantes porque proveen distintos servicios ecológicos como la captura de carbono. Sin embargo, la información del potencial de almacenamiento de biomasa y carbono en estos SAFC es limita en el sur de México. El presente estudio se realizó con el objetivo de cuantificar la capacidad de almacenamiento de carbono (C) en un SAFC bajo sombra en la localidad de Pluma Hidalgo, Oaxaca, México. Para ello, se establecieron 20 unidades de muestreo de 400 m^2 (20 x 20 m) en una plantación de café de 15 años de edad, en las que se registraron variables dasométricas de todos los árboles y de las plantas de *Coffea arabica* L. Por medio de ecuaciones alométricas se calculó la biomasa aérea. Las principales especies arbóreas de sombra asociadas al café fueron *Alchornea latifolia* Sw., *Inga punctata* Willd., *Cupania dentata* DC., *Cupania glabra* Sw. e *Inga paterno* Harms. El C almacenado promedio en el SAFC bajo sombra fue de 69.31 ± 3.31 Mg C ha^{-1}, de los cuales 67.2 ± 3.51 Mg C ha^{-1} corresponden a la biomasa de los árboles sombra y 2.09 ± 0.07 Mg C ha^{-1} en los cafetos. Los resultados obtenidos sugieren que el SAFC bajo sombra tiene gran potencial de acumulación de biomasa y carbono, por lo tanto, pueden usarse como una estrategia de mitigación de gases de efecto invernadero.

Palabras clave: *Coffea arabica; cambio climático; secuestro de carbono; Sierra Sur.*

Abstract

Coffee agroforestry systems (CAFS) under shade are important because they provide various ecological services such as carbon sequestration. However, information storage potential of biomass and carbon in these CAFS is limited in southern Mexico. This study was conducted to quantify the storage capacity of carbon (C) in a CAFS under shade in Pluma Hidalgo, Oaxaca, Mexico. For this, we established 20 sampling units of 400 m^2 (20 x 20 m) in a 15-year-old coffee plantation, dasometric variables of all the trees and plants of *Coffea arabica* L. were recorded in each unit. Allometric equations were used to quantify biomass stocks. The main shade tree species associated with coffee were *Alchornea latifolia* Sw., *Inga punctata* Willd., *Cupania dentata* DC., *Cupania glabra* Sw. and *Inga paterno* Harms. The average C stored in the SAFC under shade was 69.31 ± 3.31 Mg C ha^{-1}, 67.2 ± 3.51 Mg C ha^{-1} correspond to the biomass of the shade trees and 2.09 ± 0.07 Mg C ha^{-1} in the coffee trees. The results suggest that SAFC shade has great potential for accumulation of biomass and carbon, therefore, they can be used as a strategy to mitigate greenhouse gases.

Key words: *Coffea arabica; climate change; carbon sequestration; Sierra Sur.*

Introducción

El aumento de la concentración de dióxido de carbono (CO_2) es considerado como la causa predominante del cambio climático global. Los bosques de climas boreales, templados y tropicales representan importantes reservorios de CO_2 los cuales fijan el carbono y lo almacenan en su biomasa por

el proceso natural de fotosíntesis, encontrándose en el tronco, corteza, ramas, hojas y raíces de los árboles. Desde el Protocolo de Kyoto, la agroforestería ha ganado mayor atención como estrategia para secuestrar carbono ya que estimaciones disponibles de C indican que un sistema agroforestal puede almacenar de 0.29 a 15.21 Mg C ha^{-1} $año^{-1}$ (Jose y Bardhan, 2012).

Los sistemas agroforestales de café (SAFC) son considerados como una estrategia de mitigación del cambio climático, puesto que almacenan carbono atmosférico en forma de biomasa en las especies leñosas perennes y en las plantas de café (Andrade *et al*., 2016), mismas que dependen de las condiciones ambientales bajo las que se desarrollan.

Además, estos sistemas de producción de café al mantener la cobertura arbórea derivan beneficios para los productores tales como madera, leña y frutos (Peeters *et al*., 2003), estabilización del microclima, así como beneficios ecológicos como el aumento de la biodiversidad y conservación y mejora del suelo (Dossa *et al*., 2008; Aguirre-Cadena *et al*., 2016). La información sobre la producción de biomasa en los SAFC es importante para la selección y manejo de árboles para mejorar la productividad y el entendimiento del ciclo de carbono en los sistemas agroforestales.

En México, los sistemas de producción de *Coffea arabica* L. se desarrollan en ecosistemas ricos en flora y fauna, particularmente en las vertientes de las cadenas montañosas del centro y sur del país. Estudios indican que un sistema agroforestal de café puede almacenar de 20 a 120 Mg C ha^{-1} (Espinoza-Domínguez *et al*., 2012; Salgado-Mora *et al*., 2018).

En la región de la Sierra Sur de Oaxaca existe conocimiento limitado de la capacidad de almacenamiento de C en un SAFC bajo sombra, por tal motivo, es necesario contar con información de la cantidad de C presente en la vegetación arbórea y en los cafetos. Igualmente, contar con datos confiables sobre el potencial de captura de carbono en los sistemas agroforestales servirá para generar una línea base a los productores para beneficiarse de los mercados emergentes de carbono en el secuestro a largo plazo.

El objetivo del presente trabajo fue cuantificar la capacidad de almacenamiento de carbono en un sistema agroforestal de café bajo sombra en la localidad de Pluma Hidalgo, Oaxaca, México.

Materiales y Métodos

Área de estudio

La presente investigación se desarrolló en la finca “La Cabaña” (15°56’13.54” y 15°55’12.85” N, y 96°24’09.13” y 96°23’51.83” O, 1000 m s. n. m.) localizado en el municipio de Pluma Hidalgo Oaxaca, México, en un sistema agroforestal de café de 15 años de edad. El clima es semicálido húmedo con abundantes lluvias en verano (ACm), temperatura de 18 a 26 °C, precipitación de 1500 a 3500 mm. La geomorfología de la zona es sierra baja compleja con un tipo de suelo Phaeozem (INEGI, 2010).

Muestreo

Para este estudio fue seleccionada una plantación de café maduro de 15 años representativa del sistema agroforestal de café bajo sombra (10 ha) de la localidad de Pluma Hidalgo. Se establecieron 15 unidades de muestreo de 20 x 20 (400 m^2), en los que se realizó el inventario del arbolado y las plantas de café. A cada árbol se le midió el diametro normal (Dn, cm) a 1.30 m sobre el nivel del suelo con cinta diamétrica (Jackson, MS 800-647-5368) y la altura total (Ht, m) con clinómetro Suunto (PM-5 360 PC). Mientras que a los cafetos se les midió el diametro del tallo ($Dn_{15,}$ cm) a 0.15 m sobre el nivel del suelo.

Cuantificación de carbono

La biomasa arbórea fue calculada empleando las ecuaciones alométricas propuestas por Chave *et al*. (2005) y Aquino-Ramírez *et al*. (2015), quienes emplean como variables predictoras al Dn, H y densidad específica de la madera (ρ) (Cuadro 1). Mientras, la biomasa de los cafetos fue estimada con las ecuaciones alométricas desarrolladas por Andrade *et al*. (2016). El contenido de carbono presente en la biomasa arbórea y de los cafetos fue calculado al utilizar el valor de 0.5 como factor de carbono (Thomas y Martin, 2012). El C almacenado en el SAFC bajo sombra correspondió a la suma del C aéreo de los árboles y el C aéreo de los cafetos.

Cuadro 1. Modelos alométricos empleados para la estimación de biomasa aérea arbórea y cafetos del sistema agroforestal de café bajo sombra en Pluma Hidalgo, Oaxaca.

Especie	Ecuación alométrica	R^2_{adj}	Fuente
Coffea arabica L.	$bt = 0.05 + 0.03\ Dn^2_{15}$	0.84	Andrade *et al*., 2016
	$b_r = -0.18 + 0.12\ Dn_{15}$	0.45	Andrade *et al*., 2016
	$b_h = -0.06 + 0.07\ Dn_{15}$	0.56	Andrade *et al*., 2016
	$Bt = 0.36 - (0.18\ Dn) + 0.08\ Dn_{15}^2$	0.82	Andrade *et al*., 2016
Árboles tropicales	$Bt = \exp(-2.97 + \ln(\rho Dn^2 H))$	0.97	Chave *et al*., 2005
Cupania dentata DC *Inga punctata* Willd	$Bt = \exp(-3.363)\ Dn^{2.4809}\ H^{0.4984}$	0.98	Aquino-Ramírez *et al*., 2015
Alchornea latifolia Sw.	$Bt = \exp(-3.363)\ Dn^{2.2714}\ H^{0.4984}$	0.98	Aquino-Ramírez *et al*., 2015

R^2_{adj}: coeficiente de determinación ajustado; *bt*, *br* y *bh* corresponde la biomasa del tallo, ramas y hojas de *C. arabica* respectivamente; Bt: biomasa total; Dn^2_{15}: diámetro del tallo medido a 0.15 m del suelo; Dn: diámetro normal; H: altura total; exp: base de los logaritmos neperianos; *ln*: logaritmo natural; ρ: densidad de los árboles tropicales (0.48 g cm^{-3});

Resultados y Discusión

En los sitios de muestreo se encontró que las principales especies arbóreas utilizadas para sombra en los SAFC pertenecen a las familias de Euphorbiaceae, Sapindaceae y Fabacea (Cuadro 2). La densidad de arbórea promedio fue de 340 individuos ha^{-1}. Las especies con mayor densidad son *I. punctata* (150 árboles ha^{-1}), *C. dentata* (75 árboles ha^{-1}) y *A. latifolia* (250 árboles ha^{-1}). Otras especies arbóreas presentes son *Guazuma ulmifolia* Lam., *Calycophyllum candidissimum* (Vahl) DC., *Bursera simaruba* (L.) Sarg. con menos de 45 árboles ha^{-1}.

Las especies de árboles utilizadas para sombra del café son localmente consideradas como multipropósito, y destaca el uso como leña, construcción, ornamental, restauración, medicinal y comestible (Pennington y Sarukhán, 2005). La variedad sembrada de C. *arabica* fue pluma con una densidad promedio de 1575 individuos ha^{-1} (Cuadro 3).

Cuadro 2. Principales especies arbóreas de sombra en un sistema agroforestal de café bajo sombra en Pluma Hidalgo, Oaxaca, México.

Familia	Especie	Nombre común
Euphorbiaceae	*Alchornea latifolia* Sw.	Palo mujer
Fabacea	*Inga punctata* Willd.	Cuil delgado
Sapindaceae	*Cupania dentata* DC.	Huanchal
Sapindaceae	*Cupania glabra* Sw.	Palo tejon
Fabacea	*Inga paterno* Harms	Cuiloso

Cuadro 3. Carbono almacenado en un sistema agroforestal de café bajo sombra en Pluma Hidalgo, Oaxaca, México.

	Sistema agroforestal de café
Densidad de cafetos (plantas ha^{-1})	1575 ± 171
Producción total de café por ha (Mg C ha^{-1})	2.09 ± 0.07
Densidad arbórea (árboles ha^{-1})	340 ± 55
Carbono en la vegetación arbórea aérea total (Mg C ha^{-1})	67.22 ± 3.51
Carbono aéreo total del sistema (Mg C ha^{-1})	69.31 ± 3.31

Datos expresados: media ± error estándar.

El C aéreo total promedio del SAFC bajo sombra fue de 69.31 Mg C ha^{-1}. La contribución de los árboles del SAFC al C aéreo total es del 96.9% (67.22 Mg C ha^{-1}) y la de los cafetos del 3% (2.09 Mg C ha^{-1}) (Figura 1). El contenido de C en este estudio es ligeramente superior a lo reportado por Callo-Concha *et al*. (2002) de 45.4 Mg C ha^{-1} en un SAFC con sombra en la Amazonía Peruana y al de Terán-Ramírez *et al*. (2018) con 43.5 Mg C ha^{-1} en un SAFC con nivel medio de cobertura en la Sierra Norte de Oaxaca.

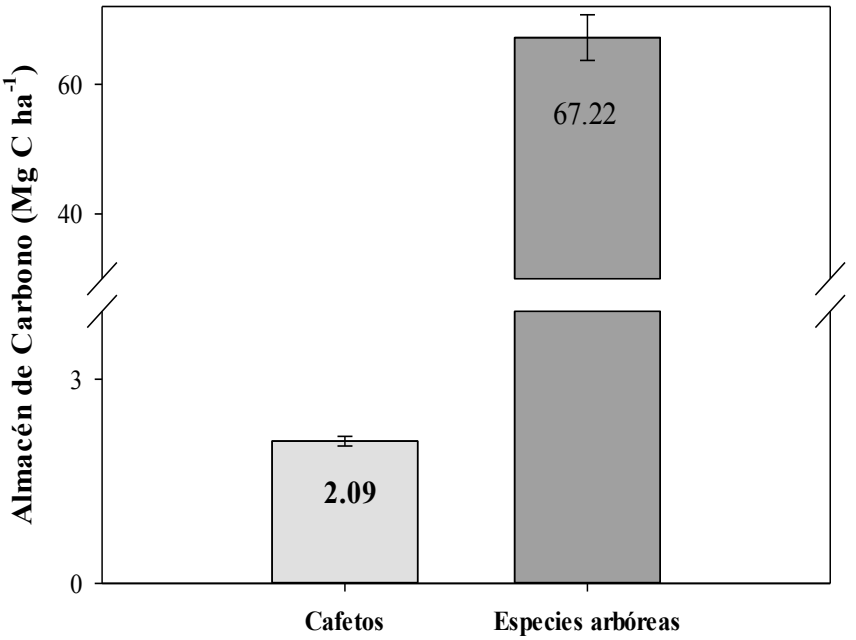

Figura 1. Carbono almacenado en un sistema agroforestal de café bajo sombra.
Los valores son promediados de las unidades de muestreo ± error estándar.

Por el contrario, estos valores son inferiores a los documentados por Virginio-Filho y Abarca-Monge (2008) en un sistema agroforestal de café de 101 Mg C ha^{-1} en El Salvador, y a los de Espinoza-Domínguez *et al*. (2012) que citan un valor de 114 Mg C·ha^{-1} en un SAFC con cedro rosado en el estado de Veracruz, México. Estas diferencias pueden ser atribuirse a la heterogeneidad de los SAFC, la cual está relacionada con la densidad de plantación, manejo técnico-agrícola y la edad de la plantación. Asimismo, otros factores influyen en la cantidad de C almacenado en estos sistemas como el patrón de crecimiento de los árboles, dinámica de regeneración, emergencia múltiple y el tipo de especies.

Los SAFC son importantes porque representan un sistema de conservación que compensaría en gran medida la deforestación y mitigaría la emisión de CO_2 atmosférico de las prácticas agrícolas en los trópicos. La incorporación de árboles aumenta la cantidad de C capturado en comparación de un sistema de monocultivo o de pastos (Kirby y Potvin 2007). De manera que, la información sobre el potencial de

almacenamiento de C en un SAFC en la región ayudará a una mejor comprensión de la dinámica del ciclo de carbono y a los pequeños productores de café a establecer una línea base para incorporarse a los mercados de carbono.

Conclusiones

El sistema agroforestal de café bajo sombra almacena en promedio 69.3 Mg C ha^{-1} y presenta especies forestales de sombra con dominancia de las familias Fabacea, Sapindaceae y Euphorbiaceae. El carbono almacenado en los árboles es de 69.31 Mg C ha^{-1} y en los cafetos de 2.09 Mg C ha^{-1}.

Los datos obtenidos servirán de base para estimaciones sobre el potencial de secuestro de carbono de este sistema agroforestal en la región de la Sierra Sur de Oaxaca y mitigar la emisión de dióxido de carbono de las prácticas agrícolas en los trópicos.

Literatura citada

Aguirre-Cadena, J. F., J. Cadena-Iñiguez, B. Ramírez-Valverde, B. I. Trejo-Téllez, J. P. Juárez-Sánchez y F. J. Morales-Flores. 2016. Diversificación de cultivos en fincas cafetaleras como estrategia de desarrollo. Caso de Amatlán. Acta Universitaria 26:30-38 doi: 10.15174/ au.2016.833.

Andrade, H. J., M. A. Segura, M. Feria and W. Suárez. 2016. Above-ground biomass models for coffee bushes (*Coffea arabica* L.) in Líbano, Tolima, Colombia. Agroforestry Systems 92:775-784 doi:10.1007/s10457-016-0047-4.

Aquino-Ramírez, M., A. Velázquez-Martínez, J. F. Castellanos-Bolaños, H. De los Santos-Posadas y J. D. Etchevers-Barra. 2015. Partición de la biomasa aérea en tres especies arbóreas tropicales. Agrociencia 49:299-314.

Callo-Concha, D. A. 2001. Cuantificación del carbono secuestrado por algunos sistemas agroforestales y testigos en tres pisos Ecológicos de la Amazonia del Perú. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma Chapingo. México.

Chave, J., C. Andalo, S. Brown, M. A. Cairns, J. Q. Chambers, D. Eamus, H. Fölster, F. Fromard, N. Higuchi, T. Kira, J.-P. Lescure, B. W. Nelson, H. Ogawa, H. Puig, B. Riéra and T. Yamakura. 2005. Tree allometry and improved estimation of carbon stocks and balance in tropical forests. Oecologia 145:87-99. doi:10.1007/s00442-005-0100-x.

Dossa, E. L., E. C. M. Fernandes, W. S. Reid and K. Ezui. 2008. Above-and belowground biomass, nutrient and carbon stocks contrasting an open-grown and a shaded coffee plantation. Agroforestry Systems 72:103-115 doi:10.1007/s10457-007-9091-4.

Espinoza-Domínguez, W., L. Krishnamurthy, A. Vázquez-Alarcón y A. Torres-Rivera. 2012. Almacén de carbono en sistemas agroforestales con café. Revista Chapingo Serie Ciencias Forestales y del Ambiente 18:57-70.

INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). 2010. Conjunto de datos vectoriales del uso del suelo y vegetación, Serie III (continuo nacional), escala 1:250 000. https://www.inegi.org.mx/app/geo2/ntm/generaPDF.do?id=55021 (Consulta: enero 15, 2020).

Jose, S., and S. Bardhan. 2012. Agroforestry for biomass production and carbon sequestration: an overview. Agroforestry Systems 86:105-111.

Kirby, K. R and C. Potvin. 2007. Variation in carbon storage among tree species: implications for the management of a small-scale carbon sink project. Forest Ecology and Management 246:208-221 doi:10.1016/j.foreco.2007.03.072.

Peeters, L. Y. K., L. Soto-Pinto, H. Perales, G. Montoya and M. Ishiki. 2003. Coffee production, timber, and firewood in traditional and *Inga*-shaded plantations in Southern Mexico. Agriculture, Ecosystems & Environment 95:481-493 doi:10.1016/S0167-8809(02)00204-9

Pennington, T. D. y K. Sarukhán. 2005. Manual para la Identificación de Campo de los Principales Árboles Tropicales de México. Tercera ed. Universidad Nacional Autónoma de México: Fondo de Cultura Económica. México. 523 p.

Salgado-Mora, M. G., C. Ruiz-Bello, J. L. Moreno-Martínez, B. Irena-Martínez and J. F. Aguirre-Medina. 2018. Captura de carbono en biomasa aérea de árboles de sombra asociados a *Coffea arabica* L. en el Soconusco Chiapas, México. Agro Productividad 11:120-126.

Terán-Ramírez, M. A., G. Rodríguez-Ortiz, J. R. Enríquez-del Valle y V. A. Velasco-Velasco. 2018. Biomasa aérea y ecuaciones alométricas en un cafetal en la Sierra Norte de Oaxaca. Ecosistemas y Recursos Agropecuarios 5:217-226.

Thomas, S. C. and Martin A. R. 2012. Carbon content of tree tissues: a synthesis. Forests 3: 332-352 doi:10.3390/f3020332.

Virginio-Filho, E. de M. y S. Abarca-Monge. 2008. Cafetales para servicios ecosistémicos. El caso de cooperativas cafetaleras afiliadas a COOCAFE. CATIE-FUNACAFOR-COOCAFE-OIKOCREDI. Costa Rica. 61 p.

7.4. Labranza de conservación: efecto en la labilidad de las fracciones de carbono orgánico del suelo

Espinosa-Ramírez Martín[1]; Nava-Reyna Erika[2] y Ortiz-Chairez Flor E.[1]

[1]Campo Experimental Río Bravo. CIRNE. INIFAP. Carretera Matamoros Reynosa km 61. Cd. Río Bravo, Tamaulipas.
[2]CENID. RASPA. km. 6.5 margen derecha Canal de Sacramento, Gómez Palacio, Durango.
Autor para correspondencia: espinosa.martin@inifap.gob.mx.

Resumen

El objetivo fue evaluar el efecto de la labranza de conservación en la labilidad del carbono orgánico del suelo. Los tratamientos fueron: T1) cero labranza con 50% de residuos de cosecha (CLC50%), T2) cero labranza con 100% de residuos de cosecha (CLC100%), T3) cero labranza con 0% de residuos de cosecha (CLC0%), T4) subsuelo más rastra (S+R) y T5) barbecho más rastra (B+R). Se realizó el muestreo de suelos de las dos capas superficial (0-10 y 10-20 cm). Se determinaron diferentes fracciones de carbono (C) bajo un gradiente de condiciones oxidantes. Los resultados indican que la cantidad de C en todas las fracciones depende del tratamiento, la profundidad y la interacción entre ambas variables ($P<0.001$) a excepción de la profundidad en la fracción muy lábil ($P>0.05$) y la interacción entre ambos factores en la fracción 2 ($P>0.05$). Respecto a los tratamientos, existió diferencia significativa en todas las fracciones a ambas profundidades, a excepción de la fracción de C lábil de 0-10 cm ($P>0.05$) y la fracción menos lábil de 10-20 cm ($P>0.05$). A la profundidad de 0-10 cm, las prácticas de manejo de conservación afectan las reservas de carbón activas y pasivas, sobre todo favorece la acumulación de carbón muy lábil y menos lábil cuando se realiza en combinación con la incorporación de residuos de cosecha. Sin embargo, la fracción de carbón más recalcitrante (fracción 4) fue mayor en el tratamiento 5, es decir, el empleo de barbecho más rastra. La labranza de conservación y la incorporación de residuos de cosecha alteran la calidad y concentración de la materia orgánica a diferentes profundidades del suelo después de 3 años de haberse implementado.

Palabras clave: *labilidad; carbón-orgánico; labranza; suelo.*

Abstract

The objective was to evaluate the effect of conservation tillage on soil organic carbon lability. The treatments were: T1) zero tillage with 50% of crop residues (CLC50%), T2) zero tillage with 100% crop residues (CLC100%), T3) zero tillage with 0% crop residues (CLC0%), T4) subsoil + harrow (S + R) and T5) fallow + harrow (B + R). Soil sampling of the two superficial layers (0-10 and 10-20 cm) was carried out. Different carbon fractions (C) were determined under a gradient of oxidizing conditions. The results indicate that the amount of C in all the fractions depends on the treatment, the depth and the interaction between both variables ($P <0.001$) except for the depth in the very labile fraction ($P> 0.05$) and the interaction between both factors in fraction 2 ($P> 0.05$). Regarding the treatments, there was a significant difference in all the fractions at both depths, with the exception of the labile C fraction of 0-10 cm ($P> 0.05$) and the least labile fraction of 10-20 cm ($P> 0.05$). At a depth of 0-10 cm, conservation management practices affect active and passive carbon reserves, especially favoring the accumulation of very labile and less labile coal when carried out in combination with the incorporation of harvest residues. However, the most recalcitrant coal fraction (fraction 4) was higher in treatment 5, that is, the use of fallow plus harrow. Conservation tillage and the incorporation of crop residues alter the quality and concentration of organic matter at different soil depths after 3 years of implementation.

Key words: *lability; organic-carbon; tillage; soil.*

Introducción

Las prácticas de labranza convencional disturban el suelo de tal manera que se mezclan los residuos de los cultivos y se acelera su descomposición. Asimismo, estas prácticas destruyen los agregados del suelo y, con ello, se oxida la materia orgánica (Murage *et al.*, 2007). Por otro lado, la agricultura de conservación permite disminuir la descomposición (Chen *et al.,* 2013) y optimiza la fertilización, lo que incrementa la entrada de carbono al suelo por el aumento de la producción de biomasa. Además, la incorporación al suelo de fertilizantes orgánicos, como enmiendas, sólo o en combinación con fertilizantes inorgánicos, incrementa la concentración de carbono orgánico del suelo (COS). Por lo tanto, la incorporación de enmiendas orgánicas en los sistemas de conservación puede incrementar la calidad fisicoquímica del suelo a través del aumento en la infiltración, la estabilidad de agregados y la concentración de COS en la superficie, lo que puede afectar la calidad y distribución del carbono a través del perfil del suelo (Lal, 1997). No obstante, los estudios del efecto de las prácticas de manejo de conservación en la labilidad del COS son diversos. Por lo tanto, es necesario investigar sobre la labilidad del COS de forma específica dependiendo de tipo de suelo, clima y los sistemas de cultivos.

Materiales y Métodos

El experimento se realizó en el Campo Experimental Río Bravo (CERIB) del INIFAP, en el ciclo agrícola OI 2018-2019, en el esquema de labranza de conservación con rotación soya-maíz en condiciones de riego. Los tratamientos fueron: T1) cero labranza con 50% de residuos de cosecha (CLC50%), T2) cero labranza con 100% de residuos de cosecha (CLC100%), T3) cero labranza con 0% de residuos de cosecha (CLC0%), T4) subsuelo más rastra (S+R) y T5) barbecho más rastra (B+R), como tratamiento testigo. El diseño experimental en campo fue bloques completos al azar con cuatro repeticiones. Cada parcela constó de seis camas de 1.60 m de ancho por 20.0 m de largo. El cultivo establecido fue maíz híbrido Garañón, sembrado el día 22 de febrero del 2019, en dos líneas por cama a una densidad de 70 000 plantas por ha. Para los tratamientos 1 y 2, al final de cada ciclo se dejó el rastrojo equivalente a 50 y 100% de rastrojo en la superficie del suelo. Previo a la siembra se fertilizó con 50 kg ha^{-1} de urea (46%) +80 kg ha^{-1} de la mezcla física 12-40-00+1 t ha^{-1} de gallinaza procesada, se realizaron dos riegos de auxilio de 10 cm de lámina. El control de malezas y plagas se realizó de acuerdo al paquete tecnológico para maíz del Campo Experimental Río Bravo, INIFAP. Al finalizar el ciclo se realizó el muestreo de suelos de las dos capas superficiales (0-10 y 10-20 cm). Para determinar la labilidad del carbono del suelo, Se determinaron diferentes fracciones de carbono (C) bajo un gradiente de condiciones oxidantes utilizando ácido sulfúrico (H_2SO_4)-solución acuosa en una relación de 0.5:1, 1:1 y 2:1, que corresponden a H_2SO_4 12, 18 y 24 N, respectivamente (Chen *et al*., 2013). El C oxidable con H_2SO_4 24 N es el equivalente al método estándar Walkley y Black. La concentración de carbono orgánico (OC) se determinó utilizando las soluciones ácidas acuosas en las tres relaciones, permitiendo separar el TOC en las siguientes fracciones con oxidabilidad/labilidad decreciente:

- Fracción 1 (Muy lábil): OC oxidable con H_2SO_4 12 N.
- Fracción 2 (Lábil): Diferencia en el OC oxidable extraído entre H_2SO_4 18 N y 12 N (18 N-12 N H_2SO_4).
- Fracción 3 (Menos lábil): Diferencia en el OC oxidable con H_2SO_4 24 N y 18 N.
- Fracción 4 (Recalcitrante): Diferencia en el C extraído con H_2SO_4 24 N y el C TOTAL (determinado por el analizador elemental TOC).

Los datos colectados de los diferentes parámetros fueron sometidos a pruebas de normalidad y homogeneidad de varianza. Dependiendo del resultado, se realizó un análisis de varianza y pruebas de

Tukey al 95% de confianza utilizando el programa IBM SPSS Statistics en los datos normales, mientras que para datos no normales se utilizó una prueba de Kruskal-Wallis en MedCalc.

Resultados y Discusiones

Los resultados de análisis de labilidad del carbono del suelo se muestran en las Figuras 1 y 2. La cantidad de C en todas las fracciones depende del tratamiento, la profundidad y la interacción entre ambas variables ($P<0.001$) a excepción de la profundidad en la fracción muy lábil ($P>0.05$) y la interacción entre ambos factores en la fracción 2 ($P>0.05$). Respecto a los tratamientos, existió diferencia significativa en todas las fracciones a ambas profundidades, a excepción de la fracción de C lábil de 0-10 cm ($P>0.05$) y la fracción menos lábil de 10-20 cm ($P>0.05$).

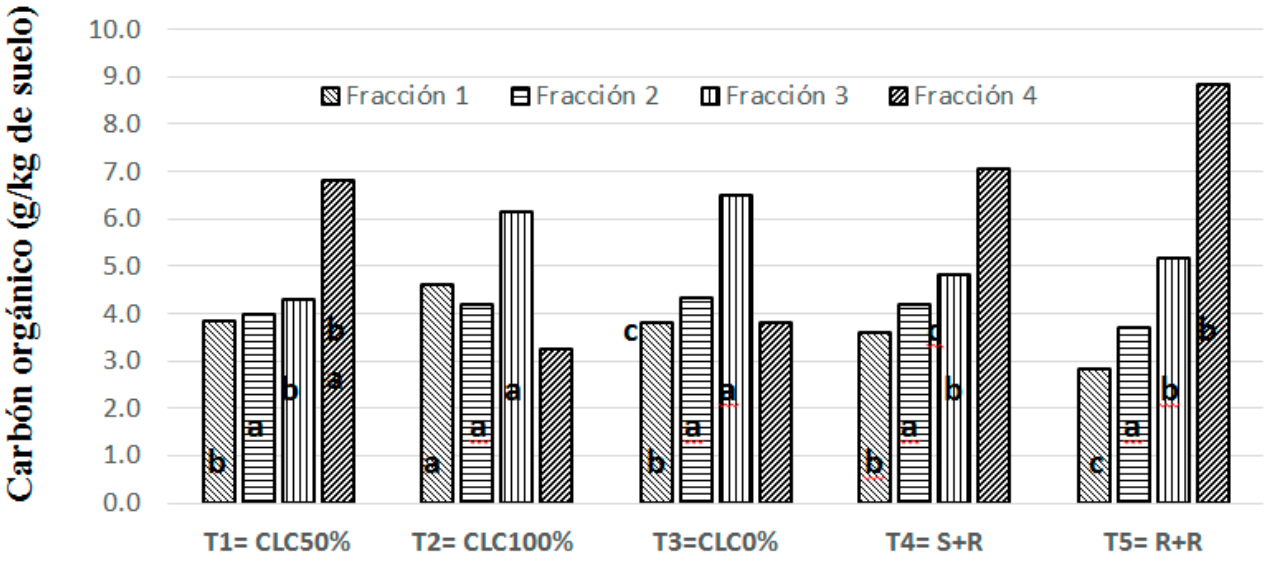

Figura 1. Distribución del COS en fracciones con diferente labilidad bajo diferentes manejos (0-10 cm).
Las barras seguidas por la misma letra para una fracción dada no son diferentes significativamente ($P<0.05$).

A la profundidad de 0-10 cm, las prácticas de manejo de conservación afectan las reservas de C activos y pasivos, sobre todo favorece la acumulación de C muy lábil y menos lábil cuando se realiza en combinación con la incorporación de residuos de cosecha (Figura 1). No obstante, la fracción de C más recalcitrante (Fracción 4) fue mayor en el tratamiento 5, es decir, el empleo de barbecho más rastra. Este resultado coincide con lo reportado por Naresh *et al.* (2018), quienes encontraron un incremento en las Fracciones 3 y 4, es decir las reservas de C pasivo, en el control y en la labranza convencional con fertilización inorgánica en cultivos de arroz en comparación con suelos bajo 7 años de labranza de conservación. Nandan *et al.* (2019) también encontraron influencia de la labranza sobre las fracciones de C de 0-20 cm, sobre todo cuando se combinó con la reincorporación de residuos, así como un incremento en la estabilización del C lábil con cero labranza en comparación con la labranza convencional.

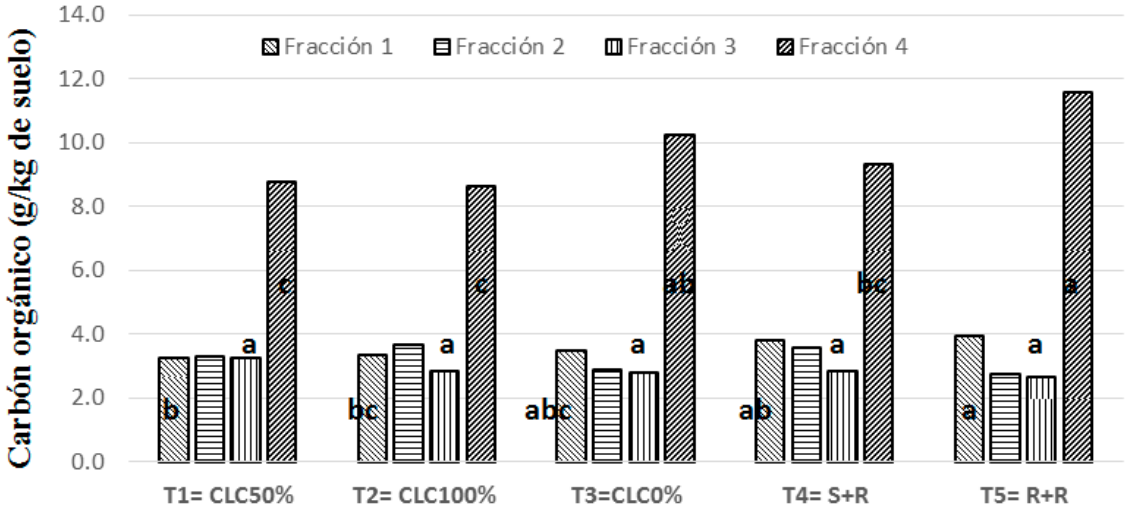

Figura 2. Distribución del COS en fracciones con diferente labilidad bajo diferentes manejos.
Las barras seguidas por la misma letra para una fracción dada no son diferentes significativamente (P<0.05).

Por otro lado, a una profundidad de 10-20 cm la labranza convencional (B+R) presentó mayor contenido de C recalcitrante, mientras que los tratamientos de labranza de conservación fueron mayores en el C muy lábil y lábil, sobre todo cuando se utilizó junto con la incorporación de residuos de cosecha (Figura 2). No obstante, el tratamiento con sólo labranza de conservación también alcanzó un alto nivel de C en la Fracción 4.

La menor concentración de C en las fracciones activas de las reservas de carbono (Fracción 1 y 2) en los tratamientos de labranza convencional (T4 y T5), pudo estar relacionada con la aceleración de la mineralización de la materia orgánica del suelo (MOS) por la distribución del suelo con el laboreo intenso (Elder y Lal, 2008), sobre todo en ambas fracciones que son las más sensibles a los procesos de oxidación (Nath *et al.*, 2017; Nandan *et al.*, 2019). Así, la mayor concentración de C en las fracciones más lábiles en los tratamientos con labranza de conservación también refleja la disminución de la oxidación de la MOS y, por ende, el favorecimiento de la acumulación de C en los suelos bajo ese manejo a largo plazo. De esta forma, la labranza de conservación y la incorporación de residuos de cosecha pueden favorecer la salud del suelo a largo plazo, sobre todo en la acumulación de materia orgánica de mayor calidad.

Conclusiones

La labranza de conservación y la incorporación de residuos de cosecha alteran la calidad y concentración de la materia orgánica del suelo a diferentes profundidades en suelos del Norte de Tamaulipas, México luego de 3 años de haberse implementado. No obstante, es necesario realizar investigaciones más profundas sobre el impacto de los distintos sistemas de manejo en las dinámicas de COS para poder establecer los cambios en las dinámicas de C y otros nutrientes en el suelo por la implementación de agricultura de conservación e incorporación de enmiendas orgánicas.

Literatura citada

Chen, H., R. Hou, Y. Gong, H. Li, M. Fan and Y. Kuzyakov. 2013. Effects of 11 years of conservation tillage on soil organic matter fractions in wheat monoculture in Loess Plateau of China. Soil & Tillage Research 106:85-94.

Elder, J. W. and R. Lal. 2008. Tillage effects on gaseous emissions from an intensively farmed organic soil in north Central Ohio. Soil Tillage Res. 98:45-55.

Lal, R. 1997. Residue management, conservation tillage and soil restoration for mitigating greenhouse effect by CO_2-enrichment. Soil & Tillage Research 43:81-107.

Murage, E. W., P. R. Voroney, B. D. Kay, B. Deen and R. P. Beyaert. 2007. Dynamics and turnover of soil organic matter as affected by tillage. Soil Sci. Soc. Am. J. 71:1363-1370.

Nandan, R., V. Singh, S. S. Singh, V. Kumar, K. K. Hazra, C. P. Nath, S. Poonia, R. K. Malik, R. Bhattacharyya and A. McDonald. 2019. Impact of conservation tillage in rice–based cropping systems on soil aggregation, carbon pools and nutrients. Geoderma 340:104-114.

Naresh, R. K., R. K. Gupta, K. K. Prasad and S. S. Tomar. 2018. Impact of conservation tillage on soil organic carbon storage and soil labile organic carbon fractions of different textured soils under rice-wheat cropping system: A review. Journal of Pharmacognosy and Phytochemistry.7:2545-2562.

Nath, C. P., T. K. Das, K. S. Rana, R. Bhattacharyya, H. Pathak, S. Paul, M. C. Meena and S. B. Singh. 2017. Weed and nitrogen management effects on weed infestation and crop productivity of wheat–mungbean sequence in conventional and conservation tillage practices. Agricultural Research 6:33-46.

7.5. Propuesta de un Sistema para el cálculo de Captura de Carbono Aéreo en Café (SICCACC)

Márquez-de la Cruz Saira E.[1]; **García-Cué Jośe Luis[1]**; Fernández-Ordoñez Yolanda M.[1] y Tinoco-Rueda Juan A.[2]

[1]Postgrado en Socioeconomía, Estadística e Informática – Estadística y Cómputo Aplicado, Colegio de Postgraduados Campus Montecillo. Carretera México-Texcoco km 36.5, CP 56230, Montecillo, Texcoco, Estado de México.
[2]Universidad Autónoma Chapingo, Centro Regional Universitario Oriente, Huatusco, Veracruz.
Autor para correspondencia: [1]jlgcue@colpos.mx

Resumen

El trabajo tuvo por objetivo proponer un Sistema Computacional para el secuestro de Carbono Aéreo (CO_2) en cultivos de café (SICCACC) en Huatusco, Veracruz, México. La propuesta se hizo pensando en sistemas agroforestales de café con sombra de árboles de diferentes especies en un lugar de alta producción en México. SICCACC fue diseñado para tener acceso vía web, con software de acceso libre, buenas prácticas de Ingeniería de Software y la metodología PADDIEM utilizado en la construcción de software educativo y de investigación que incluye estándares internacionales. Los resultados mostraron la arquitectura del SICCACC, el mapa de navegación, el diseño de la base de datos relacional y las interfaces. El sistema se está evaluando de manera funcional y en otoño de 2020 se utilizará *in situ* para corregirlo si es necesario.

Palabras clave: *software; vía web; PADDIEM; secuestro de CO_2.*

Abstract

The goal of this work was purpose of Computational System for the CO_2 aerial sequestration in coffee cultivation (SICCACC) in Huatusco, Veracruz. The proposal was made for agroforestry coffee systems shaded by trees of different species in a with high production site in Mexico. SICCACC was designed with web access, open access software, good software engineering practices and the PADDIEM methodology used for the construction of educational and research software what include international standards. The results show SICCACC architecture, navigation map, database design and interfaces. The system is being evaluated in autumn 2020 it will be used on site for correcting if necessary.

Key words: *software; web access; PADDIEM; CO_2 sequestration.*

Introducción

Flores (2014), Ortiz-Reyes *et al*. (2019) y Santiago-García *et al.* (2020) consideraron que el cambio climático provocado principalmente por la gran concentración de gases de efecto invernadero, en especial de dióxido de carbono (CO_2), es una de las preocupaciones más importantes del siglo XXI. A nivel mundial se han buscado la manera de contrarrestar los impactos de este fenómeno, es por ello que la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) crearon en 1988 el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC), el cual ha realizado, hasta la fecha, distintas convenciones internacionales, donde se han establecido acuerdos para disminuir los gases de efecto invernadero, resaltando al más reciente, el Acuerdo de París (Lucas-Garín, 2017). México, ha firmado dichos acuerdos y contribuye en la mitigación de los efectos del cambio climático mediante la implementación de programas para analizar las Emisiones de Gases y Compuestos de Efecto Invernadero a través del Inventario Nacional Forestal y de Suelos (INFyS), la Comisión Nacional Forestal (CONAFOR), la Secretaría del Medio Ambiente y

Recursos Naturales (SEMARNAT) y otras instituciones gubernamentales (INECC, 2013; Paz *et al*., 2017).

Isaza y Cornejo (2015) y Romaniuk *et al.* (2018) consideraron que una de las alternativas para mitigar los efectos del cambio climático se hace mediante el secuestro de CO_2 a través de los sistemas agroforestales con cultivo de café por su potencial para captar este elemento.

Al enfocarnos a este cultivo y a la mitigación de dichos efectos, se buscó una zona cafetalera en México. Sánchez-Hernández *et al.* (2018) explicaron que el estado de Veracruz es uno de los productores más importantes. Espinoza-Domínguez *et al.* (2012) y Nava-Tablada y Hernández (2017) destacaron a la región de Huatusco como zona de mayor producción. López *et al.* (2016) indicaron que los sistemas agroforestales de este cultivo en esta zona se hacen predominantemente con producción bajo sombra.

La evaluación de captura de carbono aéreo en Huatusco se calcula en campo con un equipo de investigadores, profesores y estudiantes realizando mediciones directas donde se registra la información en papel y después se captura a hojas de cálculo computacional con las ecuaciones alométricas de acuerdo a las especies de vegetación localizada y su biomasa (Espinoza-Domínguez *et al.*, 2012; Masuhara *et al.*, 2015). Otra forma del cálculo es que los productores pagan por este servicio a compañías particulares o instituciones que les entregan la información para poder aspirar a un pago de un servicio ambiental por la captura de carbono en sus propiedades (Ruelas-Monjardín *et al.,* 2014).

Sobre este tema, se han detectado muchos estudios nacionales e internacionales al respecto, pero se resaltaron algunos realizados en el Colegio de Postgraduados. Se destacaron la de evaluación de captura de carbono de Gómez-Díaz *et al.* (2012) y Navarro-Martínez *et al.*, (2020). También, se ha trabajado con investigaciones utilizando Geomática como los de Bautista-Calderón *et al.* (2018). Además, se diseñaron sistemas computacionales usando el INFyS (Flores, 2014). Asimismo, se creó la base de datos sobre trabajos de captura de carbono (Paz *et al*., 2017) y los sistemas de vigilancia epidemiológica de café dirigidos por el Dr. Gustavo Mora Aguilera (LANREF, 2018).

Además, se han buscado sistemas computacionales sobre captura de carbono *in situ* pero hay escasa información publicada, por lo que se buscaron otras alternativas utilizando herramientas de software libre, el uso de Internet, la propuesta de sistemas de información, buenas prácticas de ingeniería de software, estándares internacionales, tecnologías geomáticas, entre otras.

Por lo anterior, se planteó la investigación que tuvo como objetivo proponer un Sistema Computacional para el secuestro de Carbono Aéreo (CO_2) en cultivos de café (SICCACC) en Hustusco, Veracruz, México. La idea es que el sistema pueda ser utilizado por investigadores, estudiantes, técnicos forestales, extensionistas y productores de café de Huatusco para recabar datos de la vegetación a través del teléfono celular y que al conectarse a Internet pueda enviar la información a una base de datos vía Web para el cálculo de la Captura de Carbono Aéreo y que entregue reportes en tiempo real a través de documentos, información en pantalla o en mapas digitales.

Materiales y Métodos

La investigación fue aplicada con la propuesta de un sistema computacional. Se seleccionó un área de sistemas agroforestales con cultivo de café del municipio de Huatusco, ubicado en la región de las Altas Montañas de la Entidad Federativa Veracruz Ignacio de la Llave, entre los paralelos 19° 04' y 19°13' de latitud norte y los meridianos 96° 41' y 97° 04' de longitud oeste, y a una altitud entre 400 y 2000 m.s.n.m. (SEFIPLAN, 2019).

El sistema está basado en teorías de sistemas de información y buenas prácticas de ingeniería de software, se utilizó la metodología de desarrollo de software PADDIEM de Meraz-Escobar *et al.* (2019) y se mejoró con estándares IEEE 830 (Dávila-Nicanor y Benhumea-Peña, 2018). La metodología comprende siete etapas donde participa un equipo multidisciplinario propuesto (Figura 1).

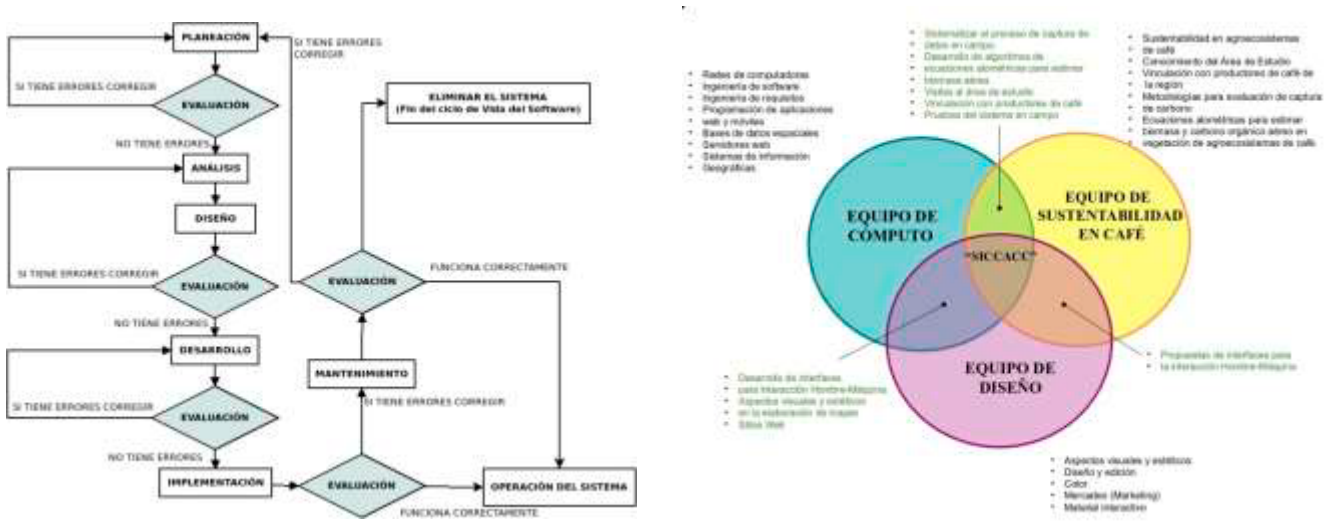

Figura 1. Estructura PADDIEM y equipo multidisciplinario propuesto.

Los datos para los cálculos del desarrollo del SICCACC se apoyaron del curso Cafeticultura Integral Sustentable en México, impartido en el Centro Regional Universitario de Oriente (CRUO) de la Universidad Autónoma Chapingo ubicada en Huatusco, Veracruz, México.

La propuesta se llevó a cabo de la siguiente manera:

- **Planeación.** Se hicieron estudios de FODA e Ishikawa para analizar la problemática posible en el desarrollo del sistema. Después, se revisó la existencia de software e investigaciones similares. Más adelante, se definió el propósito del sistema, los usuarios, propuesta de equipos multidisciplinario y la planeación mediante un diagrama de Gantt.
- **Análisis.** Se describieron los requisitos específicos: hardware, software, comunicación usuario-máquina (interfaces), requerimientos funcionales y no funcionales, tipo de usuarios, actividades de equipos multidisciplinarios.
- **Diseño.** Se proyectó la arquitectura general del sistema bajo el modelo Cliente-Servidor. Después, se proyectaron los casos de uso por cada tipo de usuario. Más adelante, se realizó el diagrama de navegación del sistema y el diseño de la propuesta de interfaces, así como la estructura de la base de datos**.**
- **Desarrollo**. Se instaló el servidor Apache bajo el sistema Linux y todo el software. También, se construyó la base de datos en PostgreSQL utilizando la extensión PostGis para el manejo de datos espaciales. Después, se desarrollaron las interfaces a través de dispositivos móviles con sistema operativo Andorid e iOS usando lenguajes de programación JavaScript, PHP y el framework para desarrollo de aplicaciones híbridas React-Native, Visual Studio Code, un simulador de Desarrollo Integrado (IDE) Android Studio y la herramienta Expo-Cli. Se programaron los algoritmos utilizando ecuaciones alométricas de Rojas-García *et al.* (2015) para la vegetación de la región. Posteriormente, se diseñaron los reportes. Por último, se hizo la conexión a la base de datos de manera remota para poder comprobar el funcionamiento del sistema.
- **Implementación**. Se determinó alojar todo en el servidor web. Además, se planeó construir una aplicación (App) para dispositivos móviles. Posteriormente, se declararon los metadatos del sistema bajo los estándares de IEEE.

- **Evaluación**. Se planteó realizar pruebas de funcionalidad y de rendimiento utilizando rúbricas. Se propusieron pruebas piloto del sistema para ver su funcionamiento.
- **Mantenimiento**. Si hay algún error en la programación del sistema, se realizarán los ajustes necesarios para corregirlo; y si fuera el caso, contemplar la opción del fin del ciclo del sistema.

Resultados

La arquitectura general de sistema se muestra en la Figura 2.

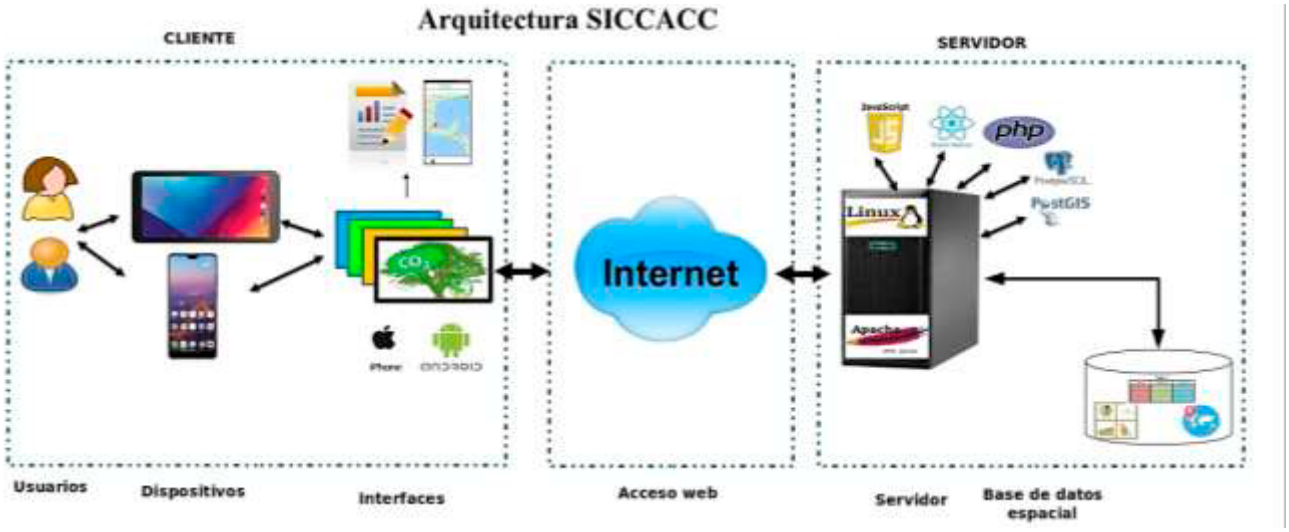

Figura 2. Arquitectura general del SICCACC.

En la arquitectura se consideran tres elementos: cliente, acceso web por internet y un servidor repositorio de software, base de datos y de algunos reportes (mapas, documentos, resultados, etc.).

A continuación, se diseñó el mapa de navegación del sistema con los permisos que tendrá cada usuario (administrador, profesor, investigador, alumno, productor, etc.) y la estructura de la base de datos relacional (Figura 3). Se destaca que dicha base de datos consta de 25 tablas bajo la estructura del modelo relacional y que fue sometida a pruebas de normalidad para garantizar su buen funcionamiento.

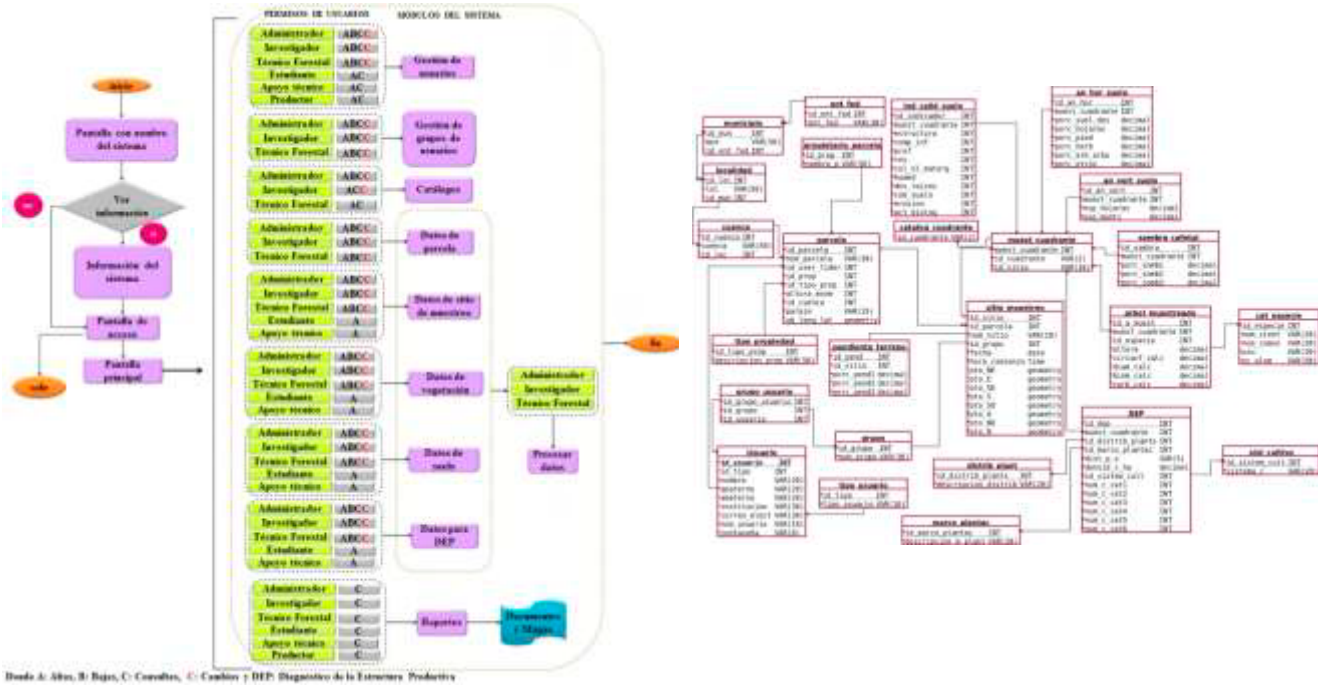

Figura 3. Mapa de navegación del sistema y estructura de la base de datos.

Asimismo, se propusieron diferentes interfaces (comunicación hombre-máquina) para cada parte del sistema. Se utilizó el lenguaje de programación JavaScript y para permitir la compatibilidad entre dispositivos con diferente sistema operativo se utilizó el framework React-Native. Además, se hizo uso del editor de texto Visual Studio Code. Durante el desarrollo se simuló su funcionamiento con un simulador de Android Studio y la herramienta Expo-Cli. En las interfaces se contempló componentes como formularios, botones, menús, listas, etiquetas de texto y cuadros de texto para hacer más amigable el uso de la aplicación para el usuario.

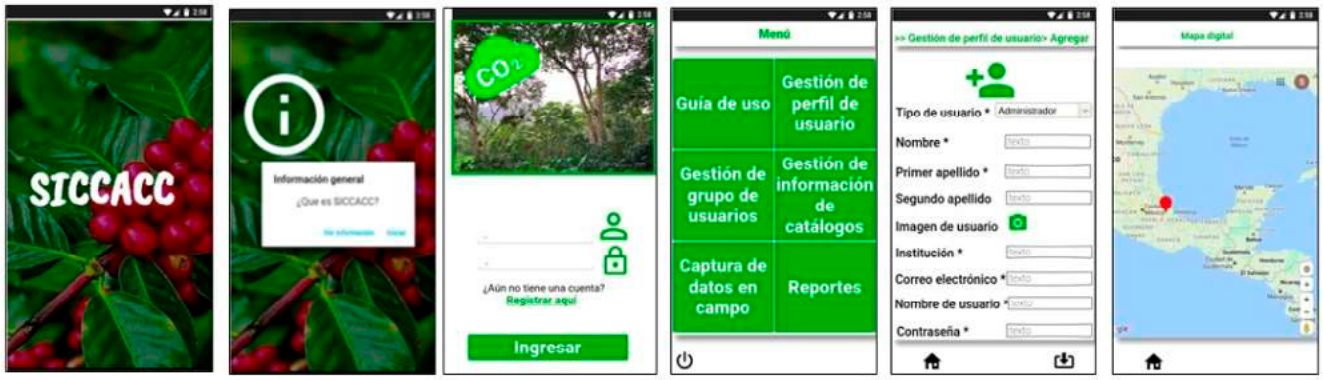

Figura 4. Algunas interfaces propuestas.

El sistema se está evaluando de manera funcional y en otoño de 2020 se utilizará *in situ* para corregirlo si es necesario.

Conclusiones

El objetivo de este trabajo se cumplió. Se hizo la propuesta del SICCACC. La metodología basada en PADDIEM sirvió para el desarrollo de un sistema basado en parámetros de calidad, en donde participó un equipo multidisciplinario. También, el SICCACC tendrá un impacto en la disminución de recursos económicos, humanos y de tiempo al automatizar un proceso que se hace *in situ* con un gran número de personas. Asimismo, la información resultante, será de utilidad para mejorar la calidad de vida de productores de café, que pueden aspirar a pagos por servicios ambientales, si su parcela de café resulta idónea en la reducción de CO_2. Se plantea que más adelante esta información pueda servir para el INFyS de CONAFOR.

Literatura citada

Bautista-Calderon, E. A., V. M. Ordaz-Chaparro, M. del C. Gutiérrez-Castorena, E. V. Gutiérrez-Castorena y L. Cajuste-Bontemps. 2018. Sistemas agroforestales de café en Veracruz, México: identificación y cuantificación espacial usando SIG, percepción remota y conocimiento local. Revista Terra Latinoamericana 36:261–273 https://doi.org/10.28940/terra.v36i3.350

Dávila-Nicanor, L. y A. Benhumea-Peña. 2018. Impacto Tecnológico En México: El uso de estándares IEEE para el desarrollo de proyectos de calidad en la Ingeniería de Software. México. https://www.ecorfan.org/proceedings/Topicos_contemporaneos_de_economia_social/Topicos_contemporaneos_de_economia_social_8.pdf (Consulta: febrero 04, 2020).

Espinoza-Domínguez, W., L. Krishnamurthy, A. Vázquez-Alarcón y A. Torres-Rivera. 2012. Almacén De Carbono En Sistemas Agroforestales Con Café. Revistas Chapingo Seria Ciencias Forestales y Del Ambiente 18:57-70 doi.org/10.5154/r.rchscfa.2011.04.030

Flores, J. 2014. Data Warehouse y minería de datos como alternativas al análisis de datos forestales. Tesis de Maestría en Ciencias. Colegio de Postgraduados, Montecillo, Estado de México.

Gómez-Díaz, J. D., A. I. Monterroso-Rivas, J. A. Tinoco-Rueda y J. D. Etchevers-Barra. 2012. Almacenes De Carbono En El Piso Forestal De Dos Tipos De Bosque. Terra Latinoamericana 30:177–187.

INECC (Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático). 2013. Ley General de Cambio Climático 2012 y reforma 2018. México. https://www.gob.mx/inecc/documentos/ley-general-de-cambio-climatico-junio-2012 (Consulta: febrero 25, 2020).

Isaza, C. y J. Cornejo. 2015. Café y el ciclo del carbono. Cambio climático y carbono en café.. México. https://www.agrolearning.com/educacion/file.php/124/materialEstudio/CafeYCicloCarbono.pdf (Consulta: enero 23, 2020).

LANREF (Laboratorio Nacional de Referencia Epidemiológica Fitosanitaria). 2018. App–Alerta Café V2.0. Manual de navegación. México. http://www.royacafe.lanref.org.mx/AppVEF/Manual_App_AlertaCafe_v2_0.pdf (Consulta: julio 06, 2020).

López, F. J., E. Escamilla, A. Zamarripa y J. G. Cruz. 2016. Producción y calidad en variedades de café (Coffea arabica L.) en Veracruz, México. Revista Fitotecnia Mexicana 39:297–304.

Lucas-Garín, A. 2017. Novedades del Sistema de Protección Internacional de Cambio Climático: el Acuerdo de París. Estudios Internacionales (Santiago) 49:137–167.

Masuhara, A., E. Valdés, J. Pérez, D. Gutiérrez, J. Vázquez, E. Salcedo-Pérez, M. Juárez-Hernández y A. Merino-García. 2015. Carbono almacenado en diferentes sistemas agroforestales de café en Huatusco, Veracruz, México. Revista Amazónica Ciencia y Tecnología 4:66–93.

Meraz-Escobar, J. M., J. L. García-Cué, Y. M. Fernández-Ordóñez, M. A. Jiménez-Velázquez, R. C. Medina-Ramírez y D. M. Sangerman Jarquín. 2019. Elaboración de objetos de aprendizaje abiertos para ciencias agrícolas bajo la metodología PADDIEM. Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas 10:1097–1111 https://doi.org/10.29312/remexca.v10i5.1701

Navarro-Martínez, J., F. Godínez-Jaimes, M. A. López-López, J. L. Rosas-Acevedo, A. L. Juárez-López and M. Reyes-Umaña. 2020. Fitting allometric equations to estimate aboveground biomass for *Pinus oocarpa* and *Quercus resinosa* at Guerrero, Mexico. Madera y Bosques 26:1–12 https://doi.org/10.21829/myb.2020.2611964

Nava-Tablada, M. E. y M. I. Hernández. 2017. Capítulo 1 Cafeticultura en Veracruz: entre crisis y alternativas. En Veracruz, un análisis para el desarrollo. México. https://www.researchgate.net/publication/339106546_Cafeticultura_en_Veracruz_entre_crisis_y_alternativas (Consulta: mayo 24, 2020).

Ortiz-Reyes, A. D., J. R. Valdez-Lazalde, G. Ángeles-Pérez, H. M. De los Santos-Posadas, L. Schneider, C. A. Aguirre-Salado y A. Peduzzi. 2019. Transectos de datos LiDAR: Una estrategia de muestreo para estimar biomasa aérea en áreas forestales. Madera y bosques 25:e2531872 https://dx.doi.org/10.21829/myb.2019.2531872

Paz, F., F. Rojas, M. Olguín, S. Covaleda e I. Marín. 2017. Bases de datos para los inventarios estatales de gases efecto invernadero : fase inicial en 12 estados de méxico data bases. Elementos para Políticas Públicas 1:39-50.

Rojas-García F., B. H. J. De Jong, P. Martínez-Zurimendí y F. Paz-Pellat. 2015. Database of 478 allometric equations to estimate biomass for Mexican trees and forests. Annals of Forest Science 72:835–864 https://doi.org/10.1007/s13595-015-0456-y

Romaniuk R, Cosentino, V., Costantini A, y Lupi, A. 2018. Emisiones de Gases de Efecto Invernadero desde el sector Forestal. Ciencia e Investigación 68:55–61.

Ruelas-Monjardín, L. C., M. E. Nava-Tablada, J. Cervantes y V. L. Barradas. 2014. Importancia ambiental de los agroecosistemas cafetaleros bajo sombra en la zona central montañosa del estado de Veracruz, México. Madera y bosques 20:27-40.

Sánchez-Hernández, S., E. Escamilla-Prado, M. A. Mendoza-Briseño y N. Nazario-Lezama. 2018. Calidad del café (coffea arabica l.) en dos sistemas agroforestales en el centro de Veracruz, México. Agroproductividad 11:80–86.

Santiago-García, W., G. Ángeles-Pérez, G. Quiñonez-Barraza, H. M. De los Santos-Posadas y G. Rodríguez-Ortiz. 2020. Avances y perspectivas en la modelación aplicada a la planeación forestal en México. Madera y Bosques 26:e2622004 https://dx.doi.org/10.21829/myb.2020.2622004

SEFIPLAN (Secretaría de Finanzas y Planeación). 2019. Sistema de información municipal Huatusco. México. http://ceieg.veracruz.gob.mx/wp-content/uploads/sites/21/2019/06/Huatusco_2019.pdf (Consulta: marzo 18, 2020).

7.6. Fertilidad y almacén de carbono en el suelo en dos sistemas de producción: plantación forestal y cultivo de maíz

Miguel-Segundo Rodolfo[1]; García-Martínez Rene[2] y Corona-Terán Jarinzi[3]

[1]División de Ingeniería Forestal, Tecnológico de Estudios Superiores de Valle de Bravo. Carretera federal Monumento-Valle de Bravo km 30, CP 51200, San Antonio de la Laguna, Valle de Bravo, Estado de México.
2Posgrado en Recursos Genéticos y Productividad, Colegio de Postgraduados-Campus Montecillo. Carretera México-Texcoco km. 36.5, Montecillo, Texcoco 56230, Estado de México.
Autor para correspondencia: Rodo1920ms@hotmail.com

Resumen

El objetivo de este trabajo fue comparar la fertilidad del suelo en dos sistemas de producción: 1) Plantación forestal y 2) parcela de maíz. En el suelo se midió el pH, conductividad eléctrica y la concentración de materia orgánica, nitrógeno total (N), fósforo (P), potasio (K), calcio (Ca) y magnesio (Mg), hierro (Fe), cobre (Cu), manganeso (Mn) y zinc (Zn). El análisis físico incluyó textura, densidad aparente, punto de saturación, capacidad de campo, punto de marchitez permanente, y color. El suelo de la plantación forestal presentó mayor concentración de M.O., P, K, Ca, Mg y Fe, además, el pH indica una disponibilidad adecuada de nutrientes. El suelo de la parcela de maíz presentó mayor capacidad de agua disponible y mayor concentración de N y Mn. Finalmente, el almacén de carbono fue superior en el suelo de la plantación forestal. En conclusión, la instalación de plantaciones forestales en terrenos agrícolas abandonados representa una estrategia adecuada para recuperar su fertilidad.

Palabras clave: *fertilidad del suelo; disponibilidad de nutrientes; análisis químico de suelos; carbono orgánico del suelo (COS).*

Abstract

The aim of this work was to compare soil fertility in two production systems: 1) forest plantation and 2) corn plot. In the soil were measured, the pH, electrical conductivity, concentration of organic matter, concentration of total nitrogen (N), phosphorous (P), potassium (K), calcium (Ca), magnesium (Mg), iron (Fe), copper (Cu), manganese (Mn) and zinc (Zn). Physical analysis included texture, bulk density, saturation point, and color. The forest plantation soil showed a higher concentration of O.M., P, K, Ca, Mg, and Fe, in addition, the pH indicates adecuate availability of nutrients. The soil of the corn plot had a higher available wáter capacity and a higher concentration of N and Mn. Finally, the carbon store was superior in the forest plantation soil. In conclusion, the installation of forest plantations on abandoned agricultural land represents an adequate strategy to regain its fertility.

Key words: *soil fertility; nutrint availability; chemical analysis of the soil; soil organic carbon (SOC).*

Introducción

Según el marco de las Naciones Unidas sobre el cambio climático se entiende como ¨cambio de clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera mundial y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante períodos de tiempo comparables¨ (Naciones Unidas, 1992). Entre los gases de efecto invernadero se encuentra el dióxido de carbono, que no es el más dañino de los gases, pero si el más abundante en la atmósfera, siendo el principal causante del calentamiento global.

Una buena alternativa para combatir el aumento de dióxido de carbono es la reconversión de suelos agrícolas a plantaciones forestales, ya que los árboles a través de la fotosíntesis consumen carbono y liberan oxígeno, de igual forma la vegetación en conjunto con los árboles permiten el ingreso de materia orgánica al suelo, siendo este, el mayor reservorio de carbono orgánico.

Se acuerdo con Ojeda (1996), la fertilidad del suelo está relacionado con la capacidad para suministrar todos y cada uno de los nutrientes que necesitan las plantas en el momento, cantidad y forma adecuados. Por lo tanto, el nivel de fertilidad determina la capacidad que tiene un suelo para permitir el óptimo desarrollo de las plantas.

En la actualidad se reconocen tres factores de fertilidad: física, química y microbiológica. La erosión y extracción de nutrientes del suelo disminuyen su fertilidad. Los factores físicos condiciones la disponibilidad de humedad. Las características químicas hacen referencia a disponibilidad elementos minerales. El aspecto biológico está determinado por la actividad de los microorganismos del suelo.

En este trabajo se comparó la fertilidad del suelo entre dos parcelas: plantación forestal y parcela de maíz. Para ello se realizó el análisis físico-químico de suelo y análisis nutrimental vegetal en *Pinus pseudostrobus* y *Pinus patula*. El análisis químico, físico y biológico se realizó con base en la NOM-021-RECNAT-2000 (SEMARNAT, 2002).

Materiales y Métodos

Área de estudio

El estudio se realizó en San Sebastián Grande municipio de Amanalco de Becerra, México, como se muestra en la Figura 1. El municipio presenta un clima templado subhúmedo, con una precipitación y temperatura anual de 1155 mm y una temperatura media anual de 13.4 °C, respectivamente.

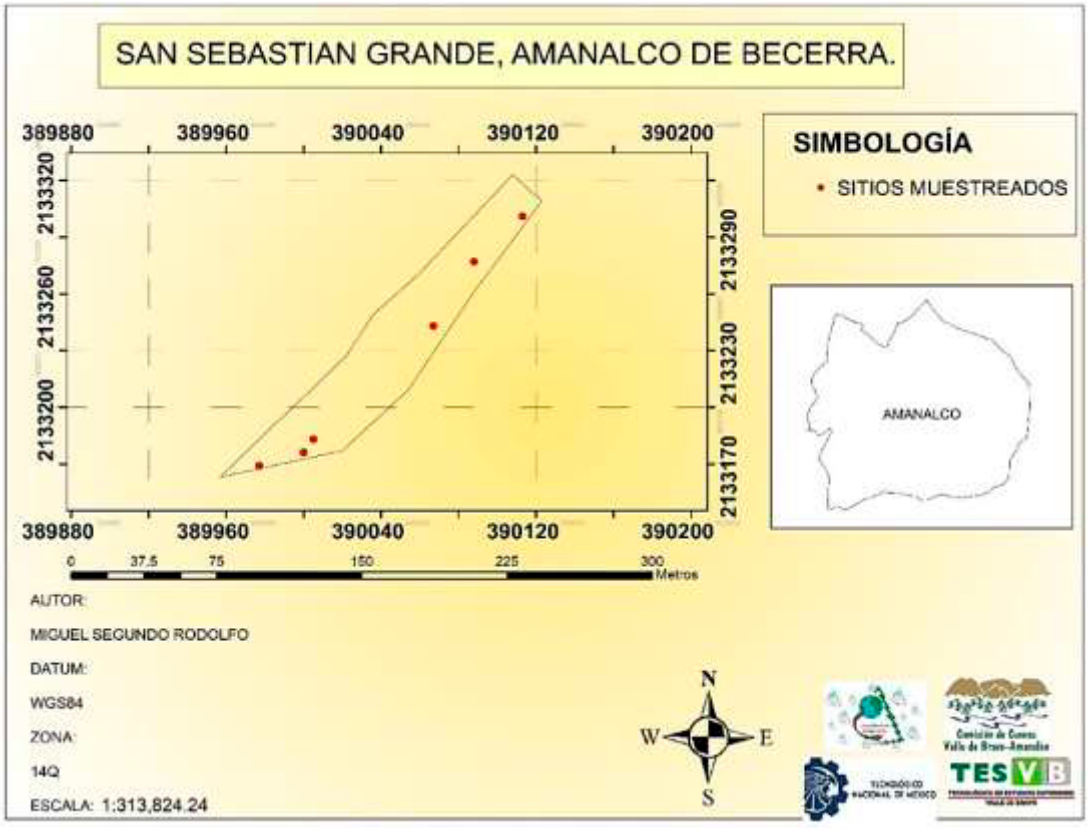

Figura 1. Localización del área de estudio.

Metodología

Se llevó a cabo un muestreo de suelo (0-30 cm de profundidad) en la parcela de plantación forestal y del cultivo de maíz. Por predio de conformó una muestra compuesta.

El análisis se llevó a cabo en el laboratorio de Génesis de Suelo y Nutrición Vegetal del Posgrado en Edafología del Colegio de Postgraduados. Las variables que se evaluaron en el suelo fueron: materia orgánica, pH, conductividad eléctrica, concentración nutrimental (N, P, K, Ca, Mg, Fe, Cu, Zn, Mn), color, densidad aparente, textura, capacidad de campo, punto de marchitez permanente, humedad disponible. El pH se midió en una solución agua-suelo, relación 2:1 (Osman, 2013). La conductividad eléctrica se midió en el extracto de la pasta de saturación (Tan, 1996). La textura del suelo se analizó por el método de Bouyoucos (Scott, 2000).

La M.O. se cuantificó por el método de Walkley-Black (Sleutel *et al*., 2007) y el N por semimicro-Kjeldahl (Saéz-Plaza *et al*., 2013). El P se cuantificó por el método de Olsen (1954). Los cationes intercambiables (K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} y Na^+) se extrajeron con acetato de amonio (Page *et al*., 1982) y la cuantificación se realizó por espectrofotometría de absorción atómica.

Los microelementos (Fe^{2+}, Cu^{2+}, Zn^{2+} y Mn^{2+}) se extrajeron con una solución de DTPA (Tan, 1996), $CaCl_2$ y trietanolamina y, la cuantificación se realizó por espectrofotometría de absorción atómica. Para el resto de las variables, se utilizaron los métodos reportados en la NOM-021-SEMARNAT-2000 (SEMARNAT, 2002). A partir de los datos de M.O. se calculó el almacén de carbono en el suelo el horizonte de 0-30 cm.

Resultados y Discusión

Propiedades químicas

De acuerdo al Cuadro 1 el pH de la parcela de maíz indica problemas de disponibilidad de nutrientes y toxicidad. El suelo de la plantación forestal se encontró dentro del rango adecuado para el crecimiento de las plantas. La materia orgánica fue superior en la plantación forestal, esto se deben al material vegetal que se encuentra en ella; la mayor disponibilidad de N en la parcela de maíz está relacionada con la aplicación de fertilizantes nitrogenados. El P depende en gran medida de la materia orgánica por lo cual fue superior en el suelo de la plantación forestal. La concentración de cationes intercambiables (K, Ca y Mg) fue mayor en la plantación forestal porque no ocurre una extracción por la remoción de planta, como ocurre en la parcela de maíz. La mayor concentración de Fe en la plantación forestal se explica porque no existe remoción nutrimental y la materia orgánica se recicla. La mayor concentración de Mn en la parcela de maíz se debe a la aplicación de fertilizantes orgánicos y minerales.

Cuadro 1. Propiedades químicas del suelo en dos sistemas de producción.

Variable	Parcela de maíz	Plantación forestal
pH	5.30	5.70
C.E. (dS m^{-1})	0.20	0.09
M.O. (%)	5.30	6.10
N (g 100 g^{-1})	0.32	0.28
P (mg kg^{-1})	15.40	26.60
K (meq 100 g^{-1})	0.29	0.41
Ca (meq 100 g^{-1})	4.70	6.10
Mg (meq 100 g^{-1})	2.70	5.00
Na (meq 100 g^{-1})	3.40	3.12
Fe (mg kg^{-1})	8.60	9.50
Cu (mg kg^{-1})	0.20	0.20

Variable	Parcela de maíz	Plantación forestal
Zn (mg kg^{-1})	0.10	0.10
Mn (mg kg^{-1})	2.30	1.60

La materia orgánica del suelo comprende la biomasa viva (plantas, tejidos de animales y microorganismos, capa de hojarasca y residuos (raíces muertas, ramas pequeñas y partículas biológicas que no pasa a través de una malla de 2 mm), biomoléculas orgánicas disueltas (aminoácidos, microorganismos y enzimas) y una mezcla compleja de aglomeraciones de biomoléculas en superficies de partículas, diminutas trozos de tejido ya no identificable ocluidos dentro de microagregados, y trozos de material vegetal que han sido ennegrecidos (carbonizados) por el fuego (Weil y Brady, 2017).

El pH del suelo afecta el crecimiento de las plantas principalmente por su papel en otras propiedades del suelo, incluida la disponibilidad de nutrientes (la disponibilidad de nutrientes es adecuado en un rango entre 5.5 y 6.5), toxicidad elemental, y actividad microbiana (Osman, 2013).

Propiedades físicas

El suelo de la plantación forestal presentó una textura franca y en la parcela de maíz fue franco limoso. En ambos casos la densidad aparente fue de 0.9 Mg m^{-3}. Los suelos con mayor contenido de limo y arcilla presentan mayor fertilidad que los suelos arenosos, ya que, retienen mayor humedad, y presentan mayor contenido de N y bases intercambiables (Osman, 2013).

El color del suelo de la plantación forestal en seco, de acuedo a la tabla de munsell corresponde a la clave 10 YR 4/4, el suelo agrícola en seco con clave 10 YR 5/4 de acuerdo a la tabla de munsell. Para el color en húmedo en el suelo con plantación forestal es de clave 7.5 YR 2.5/2, para el suelo agrícola la clave es 7.5 YR 2.5/3.

El color indica el estatus de la materia orgánica, humedad, drenaje y el estado de oxidación y reducción, también indica la composición mineralógica y la presencia de hierro, manganeso y minerales oscuros (Osman, 2013).

Cuadro 2. Humedad del suelo en dos sistemas de producción.

Variable	Parcela de maíz	Plantación forestal
Punto de saturación (%)	70.80	82.30
Capacidad de Campo (%)	69.00	51.70
Punto de Marchitez Permanente (%)	33.20	34.70
Humedad disponible (%)	35.80	17.00

Como se muestra en el Cuadro 2 el punto de saturación de humedad en la plantación forestal fue superior, sin embargo, la capacidad de campo y agua disponible fue menor. La menor disponibilidad de humedad en el suelo de la plantación forestal está relacionada con la textura, es decir. la menor cantidad de poros pequeños y área superficial de las partículas, comparado con la parcela maíz, reducen su capacidad para almacenar agua, el suelo con plantación forestal es menos propenso a un encharcamiento pero tiene menor disponibilidad de agua para la planta.

En el campo, la plantación forestal se ubica en la parte alta de una colina y la parcela de maíz en la parte baja. Esta condición ocasiona que la cantidad de agua almacenada sea mayor en la parte baja que en la parte alta de la pendiente.

La cantidad de agua del suelo disponible para la absorción de la planta está determinada por una serie de factores, incluida la relación entre el contenido de agua y el potencial hídrico para cada horizonte de suelo, suelo efectos de fuerza y densidad sobre el crecimiento de las raíces, la profundidad del suelo, la profundidad de enraizamiento y la estratificación del suelo o capas (Weil y Brady, 2017).

El valor de densidad aparente (0.90 Mg m^{-3}) se obtuvo de la información reportada por Alcalá-de Jesús *et al*. (2009).

La cantidad de carbono almacenado en fue: Plantación forestal (95.52 Mg ha^{-1}), Parcela de maíz (82.99 Mg ha^{-1}). El carbono orgánico del suelo (COS) se refiere solo al componente de carbono de los compuestos orgánicos y el secuestro de carbono en COS se considera una forma de mitigar el cambio climático al reducir el dióxido de carbono atmosférico (Western Australian Agriculture Authority, 2013). El carbono en el suelo proviene tanto directamente del crecimiento y muerte de las raíces de las plantas, como indirectamente de la transferencia de compuestos enriquecidos en carbono de las raíces a los microbios del suelo (Ontl y Schulte, 2012).

Conclusiones

La fertilidad del suelo fue superior en el suelo de la plantación forestal. Esto se reflejó en mayor contenido de materia orgánica, concentración de P y cationes intercambiables.

La cantidad de carbono almacenado en el suelo agrícola es menor que el suelo con plantación forestal, ya que el suelo con plantación forestal tiene mayor vegetación que le ayuda a incorporar materia orgánica al suelo, la vegetación permite que en tiempos de lluvia el agua no se lleve toda la materia orgánica permitiendo que sea una buena fuente para almacenar carbono orgánico, el suelo agrícola no mantiene una gran cantidad de carbono debido a que el suelo se encuentra sin cobertura vegetal dando paso a que cuando llueva la poca materia orgánica sea arrastrada por la lluvia, además de las exigencias del cultivo (maíz).

En este sentido la instalación de plantaciones forestales en terrenos agrícolas abandonados es una estrategia adecuada para la recuperación de la fertilidad del suelo.

Los suelos forestales son el mayor almacén se carbono orgánico debido a la cantidad de vegetación que incorpora materia orgánica y a los años que la mantiene en descomposición ya que entre más fríos sean los ecosistemas más es el almacén por la lenta descomposición de la materia orgánica.

Agradecimientos

Al M. en C. Rene García Martínez por el apoyo y confianza para la realización de la investigación desde el comienzo de la toma de datos hasta el final del documento, así como a la Dra. Jarinzi Corona Terán por la disponibilidad, apoyo y tiempo para la escritura y revisión del documento.

Al Colegio de Postgraduados, principalmente al doctor Prometeo Sánchez García por la disponibilidad tanto personal como de material y reactivos de laboratorio para el análisis químico y físico del suelo.

A Comisión de Cuenca Valle de Bravo-Amanalco, así como el gerente general al geógrafo José Manuel Vilchis Vilchis por permitir realizar la investigación en la institución.

Literatura citada

Alcalá-de Jesús, M., C. Hidalgo-Moreno y M. del C. Gutiérrez-Castorena. 2009. Mineralogía y retención de fosfatos en andisoles. Terra Latinoamericana 27:275-286.

Naciones Unidas. 1992. Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climatico. https://unfccc.int/resource/docs/convkp/convsp.pdf (Consulta: agosto 20, 2020).

Ojeda, D. 1996. Fertilidad. Universidad Autónoma Chapingo. México.

Ontl, T. A. and Schulte, L. A. 2012. Soil Carbon Storage. Nature Education Knowledge 3:1-10.

Osman, K. T. 2013. Soils, Principles, Properties and Management. Springer. London.

Page, A. L.; R. H. Miller and D. R. Keeney 1982. Method of Soil Analysis, Part 2, Chemical and Microbiological Properties. American Society, Soil Science of America. Madison, Wisconsin. USA. 1159 p.

Sáez-Plaza, P. M. J. Navas, S. Wybraniec, T. Michałowski and A. García-Asuero. 2013. An Overview of the Kjeldahl Method of NitrogenDetermination. Part II. Sample Preparation, WorkingScale, Instrumental Finish, and Quality Control. Critical Reviews in Analytical Chemistry 43:224-272.

Scott, H. D. 2000. Soil physics. Agricultura/ and environmental Applications. Iowa State University Press. Ames, Iowa. 421 p.

SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales). 2002. NORMA Oficial Mexicana NOM-021-RECNAT-2000. Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos. Estudios, muestreo y análisis. Diario Oficial de la Federación. México, D. F. 73 p.

Sleutel, S., S. De Neve, B. Singier and G. Hofman. 2007. Quantification of organic carbon in Soils: A Comparison of Methodologies and Assessment of the Carbon Content of Organic Matter. Communications in Soil Science and Plant Analysis 38:2647-2657.

Tan, K. H. 1996. Soil sampling, preparation, and analysis. Marcel Dekker, Inc. New York.

Weil, R. R. and N. C. Brady. 2017. The nature and properties of soils. 15th edition. Pearson. United Kingdom.

Western Australian Agriculture Authority. 2013. Report card on sustainable natural resource use in agriculture Status and trend in the agricultural areas of the south-west of Western Australia. https://www.agric.wa.gov.au/sites/gateway/files/Report%20card%20on%20sustainable%20natural%20resource%20use%20in%20agriculture%20-%20full%20report%20-%2025MB.pdf (Consulta: agosto 25, 2020).

7.7. Almacén de carbono en el suelo de huertos de aguacate con diferente manejo de fertilización

García-Martínez R.[1]; Cortés-Flores J. I.[1]; López-Jiménez A.[1]; Etchevers-Barra J. D.[2] y Carrillo-Salazar J. A.[3]

[1]Programa de Posgrado en Recursos Genéticos y Productividad-Fruticultura. Tel. 59 59520200 ext. 1112 y 1113. Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. Montecillo, Texcoco, Estado de México. C. P. 56230.
[2]Edafología (jetchev@colpos.mx), Ext. 1255 y 1276. [3]PREGEP-Fisiología Vegetal. Tel. 59 59520200 ext. 1526 y 1533. Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. Montecillo, Texcoco, Estado de México. C. P. 56230.
Autor para correspondencia: rene.garcia.martinez@hotmail.com

Resumen

En México, la producción de aguacate crece constantemente, en ciertos casos, esta situación afecta a la vegetación nativa o degrada el ambiente por la instalación de huertos en áreas vulnerables. Factores como laboreo del suelo, incorporación de residuos, riego y aplicación de fertilizantes afectan la cantidad de carbono almacenado en el suelo. Es necesario analizar el carbono orgánico del suelo (COS) y relacionarlo con las prácticas de manejo del suelo con la finalidad de generar recomendaciones que reduzcan las pérdidas de COS. El objetivo de este trabajo fue estimar la cantidad de carbono almacenado en el suelo de dos agrosistemas de producción de aguacate en el sur del estado de México. Los huertos estudiados se localizan en Valle de Bravo y Villa de Allende, Estado de México. La evaluación se realizó en 2017. En cada huerto se realizó un muestreo de suelo a dos profundidades: 0-30 cm y 30-60 cm. En el análisis químico se utilizó un suelo patrón (muestra interna de referencia) para controlar la calidad de los resultados. Se cuantificó el contenido de materia orgánica por el método de Walkley-Black y el Carbono Orgánico se calculó a partir de la M.O. En ambos huertos, la concentración de COS fue mayor en la capa de 0-30 cm. El almacén de C en Valle de Bravo fue de 354 Mg ha^{-1} y en Villa de Allende, 105 Mg ha^{-1}. La diferencia en el almacén de carbono se debe a las prácticas de manejo de suelo y las fuentes de fertilización utilizadas.

Palabras clave: *COS; fertilidad de suelo; Persea americana Mill.; gases de efecto invernadero; fertilizantes.*

In Mexico, avocado production grows constantly, in certain cases, this situation affects native vegetation or the degradation of the environment by the installation of orchards in vulnerable areas. Factors such as tillage of the soil, incorporation of residues, irrigation and application of fertilizers affect the amount of carbon stored in the soil. Organic soil carbon (COS) needs to be analyzed and related to soil management practices in order to generate recommendations that reduce COS losses. The objective of this work was to estimate the amount of carbon stored in the soil of two agrosystems of avocado production in the south of the Estado de México. The orchards under study are located in Valle de Bravo and Villa de Allende, Estado de Mexico. The evaluation was carried out in 2017. In each orchard a soil sampling was carried out at two depths: 0-30 cm and 30-60 cm. In the chemical analysis, a standard soil (internal reference sample) was used to control the quality of the results. Organic matter content was quantified by the Walkley-Black method and Organic Carbon was calculated from M.O. In both orchards, the carbon concentration was higher in the 0-30 cm layer. The COS storage in the orchard of Valle de Bravo was 354 Mg ha^{-1} and in Villa de Allende, 105 Mg ha^{-1}. The difference in carbon storage is due to soil management practices and the fertilization sources used.

Key words: *COS; soil fertility; Persea americana Mill.; greenhouse gases; fertilizers.*

Introducción

Las actividades agrícolas aportan de 14 a 17% de las emisiones globales de CO_2 (Maraseni y Qu, 2016) y las prácticas que contribuyen a la emisión de gases de efecto invernadero (GEI) son el laboreo intensivo, incremento en el uso de fertilizantes, mejora en las prácticas de protección de cultivos y la quema de residuos agrícolas (Mosier *et al*., 2006).

En el suelo, el nivel de carbono orgánico (COS) está directamente relacionado con el contenido de materia orgánica (Ontl y Schulte, 2012) y la fertilidad está en función del contenido de COS (Szalai *et al*., 2016), de tal manera que una reducción en la concentración COS ocasiona una disminución de la fertilidad. Incrementar los niveles de COS requiere del aporte continuo de biomasa, sin embargo, este proceso tiene sus limitantes. En África, por ejemplo, bajo el esquema de agricultura de conservación se ha observado que la limitada producción de biomasa y su poca retención es el principal cuello de botella para la acumulación COS (Cheesman *et al*., 2016). Datos obtenidos por Naik *et al*. (2016) en huertos frutales de la India indican que la máxima cantidad de carbono orgánico total se localiza en la superficie del suelo comparado con las capas más profundas debido a la adición de raíces y biomasa de plantas en las capas superficiales, además la falta de nutrientes y actividad biológica de las capas más profundas limita el desarrollo de las raíces.

México es el primer productor de aguacate 'Hass' a nivel mundial. Dada la demanda del mercado internacional, en Michoacán, se han cambiado grandes superficies de vegetación natural (bosques y selvas) y huertos de traspatio, para la instalación de huertos aguacateros (Montiel-Aguirre *et al*., 2008). Este fenómeno generó grandes emisiones de CO_2 por la pérdida de biomasa y oxidación del COS. Análisis detallados, indican que la complejidad del cultivo de aguacate por la gran extensión que ocupa, su ciclo de producción, el uso de agroquímicos y el efecto sobre el entorno ambiental, hacen que este sistema-producto influya drásticamente en el cambio de uso del suelo y en el deterioro del medio ambiente (Bravo-Espinoza *et al*., 2009). La importancia económica, el crecimiento exponencial de las plantaciones y el impacto ambiental del cultivo nos obliga a estudiar los distintos sistemas de producción para influir en ellos y poder reducir las emisiones de CO_2 y, en la medida de lo posible convertirlos en almacén de carbono. El objetivo de este trabajo fue estimar la cantidad de carbono almacenado en el suelo de dos agrosistemas de producción de aguacate en el sur del estado de México.

Materiales y Métodos

Área de estudio

La investigación se desarrolló en dos municipios del sur del Estado de México. El primero se localiza en Santa María Pipioltepec, Valle de Bravo, 19°14'10" latitud norte y 100°06'30" longitud oeste, a una altitud de 1950 m s. n. m., con precipitación de 1000 mm anuales y temperatura media anual de 18.8 °C (SMN, 2010a). La superficie del huerto es de 1 ha, presenta pendiente de 66% y los árboles tienen 8 años; la distancia de plantación es de 7 m entre árboles y 8 m entre líneas (178 árboles ha^{-1}). El segundo huerto se encuentra en San Jerónimo Totoltepec, Villa de Allende, 19°19'43" latitud norte y 100°12'33" longitud oeste, a una altitud de 2300 m s. n. m., con precipitación de 1129 mm anuales y temperatura media anual de 16 °C (SMN, 2010b). La superficie del huerto es de 1 ha, presenta una pendiente < 5% y los árboles tienen 8 años; la distancia de plantación es de 6 m entre árboles y 7 m entre líneas (192 árboles/ha). Ambos huertos se encuentran instalados en andosoles.

Manejo del huerto

En huerto de Valle de Bravo, los árboles están en terrazas individuales, anualmente se aplican de 50 a 60 kg/árbol de composta de estiércol de ganado ovino y bovino, los árboles se riegan por microaspersión en la época de estiaje, no controlan las plagas y los no árboles reciben poda, la hojarasca, los frutos caídos se incorporan al suelo. En Villa de Allende se realiza control mecánico de malezas (desbrozadora o tractor), la hojarasca y los frutos caídos se incorporan al suelo, no se aplican fertilizantes orgánicos o minerales, las plagas y enfermedades se controlan químicamente y los árboles no reciben poda.

Contenido de carbono en el suelo

El muestreo de suelo se realizó el 6 octubre del 2017; la muestra se tomó a la profundidad de 0 a 30 cm y de 30 a 60 cm, en los cuatro puntos cardinales de la parte media de la superficie del suelo donde se proyecta la copa del árbol. El suelo se extrajo con una barrena de acero inoxidable de 2.5 cm de diámetro. En el huerto de Valle de Bravo se muestrearon 12 árboles en cada sección para conformar tres muestras compuestas, una por sección. En el huerto de Villa de Allende se muestrearon 36 árboles para conformar una muestra compuesta. El suelo se colocó en bolsas de plástico y se transportó al laboratorio dentro de una hielera. Las muestras se secaron a la sombra a temperatura ambiente, posteriormente, se molieron con un mortero de porcelana hasta atravesar un tamiz de 2 mm. Finalmente, se almacenaron en sobres de papel para su análisis posterior.

En el análisis químico se utilizó un suelo patrón (muestra interna de referencia) para controlar la calidad de los resultados. La materia orgánica se cuantificó por el método de Walkley-Black (Sleutel *et al*., 2007).

El contenido de carbono en el suelo se calculó con la ecuación 1.

$$Carbono\ (Mg) = \frac{S*PS*DA*MO*0.58}{100000} \quad (1)$$

donde,

S= Superficie del terreno del huerto (m^2)

PS = Grosor de la capa de suelo (m)

DA= Densidad aparente

MO= Concentración de materia orgánica (%)

0.58 = Factor de conversión de %M.O. a % de carbono orgánico.

El valor de densidad aparente (900 kg m^{-3}) se obtuvo de la información reportada por Alcalá-de Jesús *et al*. (2009). En Valle de Bravo la superficie del terreno se calculó por sección: baja=0.18 ha, media =0.21 ha, alta = 0.35 ha. En Villa de Allende la superficie fue 1.03 ha.

Resultados

Contenido de materia orgánica

El contenido de M.O. en el suelo del huerto de Valle de Bravo fue superior a Villa de Allende. La concentración de M.O. disminuyó con la profundidad de muestreo (Cuadro 1); es decir la capa superior concentró mayor cantidad de M.O. En Villa de Allende, la capa superior almacenó 1.8 veces más M.O. que la capa inferior. En Valle de Bravo, el estrado 0-30 cm almacenó al menos 1.3 veces más que la capa de 30-60 cm.

Cuadro 1. Concentración de materia orgánica en el suelo de los huertos evaluados.

Variable	Valle de Bravo			Villa de Allende
	Sección Alta	Sección Media	Sección Baja	
M.O. (0-30 cm)	13.8	17.7	11.2	4.3
M.O. (30-60 cm)	10.6	8.1	4.2	2.4

Almacén de carbono en el suelo

El huerto de Valle de Bravo, con una superficie de 0.74 ha, almacenó en total 261.9 Mg de carbono orgánico. En Villa de Allende, en 1.03 ha, el suelo almacenó 108.1 Mg (Cuadro 2).

Cuadro 2. Almacén de carbono en el suelo de los huertos evaluados.

Variable	Valle de Bravo			Villa de Allende
	Sección Alta	Sección Media	Sección Baja	
C (Mg) 0-30 cm	75.6	58.2	31.6	69.4
C (Mg) 30-60 cm	58.1	26.6	11.8	38.7
C (Mg) 0-60 cm	133.7	84.8	43.4	108.1

Ajustando la cantidad de C almacenado para una parcela de la misma superficie (1 ha), el huerto de Valle de Bravo almacenó 249 Mg más de carbono orgánico en el estrato de 0-60 cm (Figura 1).

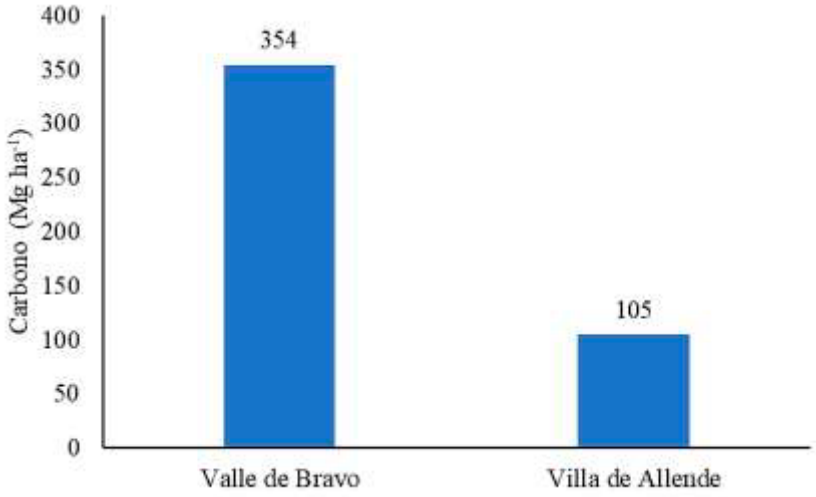

Figura 1. Carbono almacenado en el suelo (0-60 cm) en dos huertos del sur del Estado de México.

En el Cuadro 3 se muestra un cuadro comparativo del manejo de los huertos en los agrosistemas estudiados.

Cuadro 3. Factores que influyen en el almacén de carbono en el suelo de los huertos estudiados.

Valle de Bravo	Villa de Allende
No se realiza laboreo del suelo.	El suelo de somete a laboreo con tractor.
Presencia de vegetación arbórea, arbustiva y herbácea.	Suelo desnudo.
	Sin aplicación de fertilizantes orgánicos.
Aplicación de fertilizantes orgánicos (estiércol).	Escasa aplicación de fertilizantes minerales (urea y
Sin aplicación de fertilizantes minerales	sulfato de amonio).
Presencia de fauna silvestre	Sin presencia de fauna silvestre.
Sin aplicación de pesticidas.	Aplicación de pesticidas (insecticidas y fungicidas).
	Aplicación de herbicidas.

Conclusión

El almacén de carbono fue mayor en la capa de suelo de 0-30 cm, esto se debe a la acumulación de materia orgánica en este estrato. El suelo del huerto de Valle de Bravo almacenó más carbono comparado con Villa de Allende. La diferencia en la cantidad de carbono almacenado se asoció con las prácticas de manejo del suelo y las fuentes fertilizantes.

Literatura citada

Alcalá-de Jesús, M., C. Hidalgo-Moreno y M. del C. Gutiérrez-Castorena. 2009. Mineralogía y retención de fosfatos en andisoles. Terra Latinoamericana 27:275-286.

Bravo-Espinoza, M., J. de la L. Sánchez-Pérez, J. A. Vidales-Fernández, J. T. Sáenz-Reyes, J. G. Chávez-León, S. Madrigal-Huendo, H. J. Muñoz-Flores, L. M. Tapia-Vargas, G. Orozco-Gutiérrez, J. J. Alcántar-Rocillo, I. Vidales-Fernández y E. Venegas González. 2009. Impactos ambientales y socioeconómicos del cambio de uso de suelo forestal a huertos de aguacate en Michoacán. Publicación Especial Núm. 2. INIFAP. México D. F. 76 p.

Cheesman, S., C. Thierfelder, N. S. Eash, G. T. Kassie and E. Frossard. 2016. Soil carbon stocks in conservation agriculture systems of Southern Africa. Soil and Tillage Research 156:99-109.

Maraseni, T. N. and J. Qu. 2016. An international comparison of agricultural nitrous oxide emissions. Journal of Cleaner Production 135:1256-1266.

Montiel-Aguirre, G., L. Krishnamurthy, A. Vázquez-Alarcón and M. Uribe-Gómez. 2008. Opciones agroforestales para productores de cafe. Terra Latinoamericana 26:85-90.

Mosier, A. R., A. D. Halvorson, C. A. Reule and X. J. Liu. 2006. Net global warming potential and greenhouse gas intensity in irrigated cropping systems in northeastern Colorado. J. Environ. Qual. 35:1584-1598.

Naik, S. K., S. Maurya and B. P. Bhatt. 2016. Soil organic carbon stocks and fractions in different orchards of Eastern plateau and hill region of India. Agroforestry Systems 91:541-552.

Ontl, T. A. and Schulte, L. A. 2012. Soil Carbon Storage. Nature Education Knowledge 3:1-10.

Sleutel, S., S. De Neve, B. Singier and G. Hofman. 2007. Quantification of organic carbon in Soils: A Comparison of Methodologies and Assessment of the Carbon Content of Organic Matter. Communications in Soil Science and Plant Analysis 38:2647-2657.

SMN (Servicio Meteorológico Nacional). 2010a. Normales Climatológicas: Presa de Valle de Bravo, Estado de México. http://smn1.cna.gob.mx/climatologia/Normales5110/NORMAL15130.TXT (Consulta: septiembre 20, 2019).

SMN (Servicio Meteorológico Nacional). 2010b. Normales Climatológicas: Asunción, Donato Guerra, Estado de México. http://200.4.8.44/es/informacion-climatologica-ver-estado?estado=mex (Consulta: septiembre 20, 2019).

Szalai, Z., J. Szabó, J. Kovacs, E. Mészáros, G. Albert, C. Centeri, B. Szabó, B. Madarász, D. Zacháry and G. Jakab. 2016. Redistribution of Soil Organic Carbon Triggered by Erosion at Field Scale Under Subhumid Climate, Hungary. Pedosphere 26:652-665.

7.8. Efecto de cultivos perennes sobre MOS y actividad microbiana en suelos cañeros en Amatlán, Veracruz

Mendoza-Montiel Juan A.[1]; Beltrán-Paz Ofelia I.[2,3]; Solleiro-Rebolledo Elizabeth[2]; García-Oliva Felipe.[4] y Chávez-Vergara Bruno[2,3]

[1]Posgrado en Ciencias Biológicas, UNAM.
[2]Instituto de Geología, UNAM.
[3]Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM).
[4]Instituto de Investigaciones en Ecosistemas y Sustentabilidad, UNAM.
Autor para correspondencia: juanmm2503@hotmail.com

Resumen

El suelo depende de su fertilidad para proveer bienes y servicios a las poblaciones humanas, la cual puede ser alterada a través del manejo agrícola y evaluada mediante indicadores físicos, químicos y biológicos. El objetivo del presente trabajo fue evaluar el efecto de una transición productiva en suelos de Amatlán de los Reyes, Veracruz. Se colectaron muestras de tres parcelas con diferente manejo: cañaveral (CA), cafetal juvenil (CR) y cafetal maduro (CM). El pH en CA presentó un valor 17% más alto que en CR; el %SB presentó el valor mayor en CA y el menor en CM. La concentración de NH_4^+ fue mayor en CA que en CR y CM; el valor de NO_3^- fue 93.5% mayor en CR que en CA. La concentración de C en la fracción fina del suelo en CR y CM fue 22.6% y 17.6% mayor que en CA, así como la de C y N en la biomasa microbiana: CA<CR<CM. La actividad enzimática de NAG fue mayor en CR, DES presentó el valor mayor en CA y menor CR. Los valores del coeficiente metabólico (qCO_2) fueron en orden: CA>CR>CM (valores menores representan mayor eficiencia metabólica). Se puede concluir que los cambios en la transición productiva hacia cultivos perennes son atribuibles al tipo de manejo ya que en los sistemas de producción no intensivos aumenta la capacidad de estabilizar C y la eficiencia de la comunidad microbiana.

Palabras clave: *suelos agrícolas; transición productiva; manejo agrícola; caña de azúcar; cafetos.*

Abstract

Soil depends on its fertility to provide goods and services to human populations, which can be altered through agricultural management and evaluated by physical, chemical and biological indicators. The objective of this work was to evaluate the effect of a productive transition in soils of Amatlán de los Reyes, Veracruz. Samples were collected from three plots with different management: sugarcane (CA), juvenile coffee plantation (CR) and mature coffee plantation (CM). The pH in CA was 17% higher than in CR; the %SB had the highest value in AC and the lowest in CM. The concentration of NH_4^+ was higher in CA than in CR and CM; the value of NO_3^- was 93.5% higher in CR than in CA. The concentration of C in the fine soil fraction in CR and CM was 22.6% and 17.6% higher than in CA, as well of C and N in microbial biomass: CA<CR<CM. NAG's enzymatic activity was higher in CR, DES presented the highest value in CA and the lowest in CR. Metabolic quotient (qCO_2) was in order: CA>CR>CM (lowest values represent higher metabolic efficiency). It can be concluded that changes in the productive transition to perennial crops are attributable to the type of management, since in non-intensive production systems the ability to stabilize C and the efficiency of the microbial community.

Key words: *agricultural soils; productive transition; agricultural management; sugarcane; coffe tree.*

Introducción

El suelo es esencial para proveer bienes y servicios a las poblaciones humanas (Silva-Fialho *et al*., 2013) los cuales están regulados por la fertilidad, propiedad emergente de los sistemas sensible a disturbios de origen natural o antrópico como la producción agrícola. México está catalogado como el onceavo productor agrícola más importante a nivel global y el estado de Veracruz como el productor de caña de azúcar y el segundo de café a nivel nacional. La caña de azúcar es considerada como cultivo perenne o semi- perenne (Costa-Crusciol *et al*., 2020; Pereira-da Silva y Fernandes, 2014) debido a que no se planta cada año y puede mantenerse viable entre 4 y 8 años. Las prácticas agrícolas de los sistemas de caña de azúcar (uso de fuego, fertilización química, remoción de cobertura y residuos de cosecha) tiene efectos negativos sobre las propiedades del suelo y se sabe que puede reducir la concentración de carbono orgánico del suelo, exceso de N y P y cambios en la actividad de la comunidad microbiana (Medorio-García, *et al*., 2020). En contraste, el manejo no intensivo propio de los cafetales (no uso de fuego, no remoción de cobertura y residuos vegetales) genera y conserva los procesos de reciclaje de nutrientes y contribuye a sostener la fertilidad de los suelos (Canellas *et al*., 2010). El establecimiento de cafetales en suelos con manejo histórico de caña de azúcar es una práctica recurrente en la región, por lo cual el objetivo del presente trabajo fue evaluar el efecto de la transición productiva de caña de azúcar a café sobre los suelos de la región de Amatlán de los Reyes, Veracruz.

Materiales y Métodos

El estudio fue realizado en el municipio de Amatlán de los Reyes, Veracruz, México (18°50’ N y 96°55’ O; 700 m.s.n.m.), presenta un clima cálido húmedo con lluvias en verano (1807 mm anual media y 18 °C media anual). La recolecta de muestras de suelo se realizó en el mes de diciembre del 2018. se tomaron 5 submuestras cada 2 m a 10 cm de profundidad para conformar una muestra compuesta de manera que se obtuvieron 5 muestras compuestas en tres condiciones a evaluar: 1) parcela con producción de caña de azúcar con ≈50 años de antigüedad (CA); 2) parcela con cafetos de reciente establecimiento (CR) con manejo anterior de ≈50 años de caña de azúcar; 3) parcela con cafetos maduros (CM) con manejo anterior de ≈40 años de caña de azúcar.

A las muestras se les determinaron los siguientes parámetros: 1) Físicos: contenido de humedad (por gravimetría), densidad aparente (método del cilindro de volumen conocido), textura método de la pipeta; 2) Químicos: pH H_2O (1:10) y $CaCl_2$ (1:5), capacidad buffer, CIC, bases intercambiables (Ca_2^+, Mg_2^+, Na^+, K^+) y saturación de bases por el método de saturación con acetato de amonio, carbono orgánico total (Walkley y Black,1934), fraccionamiento por densidad y cuantificación de C orgánico (Cerli *et al.,* 2010), nitrógeno total (Kristen y Grunbaum, 1955), NH_4^+, NO_3 (extracción con KCl); 3) Biológicos: carbono y nitrógeno en biomasa microbiana (Chávez-Vergara *et al.*,2014); mineralización potencial de carbono (Chávez-Vergara *et al.*,2014), actividad enzimática de β-glucosidasa, *N*-acetil-β-*D*-glucoaminidasa, lipasa, deshidrogenasa y polifenol oxidasa; 4) Cálculos: Almacenes de COT y NT, coeficiente metabólico (qCO_2) y actividad enzimática específica (AEE) (Chavez-Vergara *et al*., 2014). Los datos fueron analizados mediante un Análisis de Varianza (ANOVA) de una vía y las diferencias entre medias se determinaron mediante una prueba pos-hoc de Tukey HSD, todas significativas a $p<0.05$.

Resultados y Discusión

Los resultados sugieren que existe un efecto diferencial sobre las propiedades del suelo debido al tipo de manejo entre las parcelas de estudio. La densidad aparente (DA, Figura 1A) y el contenido de carbono orgánico total (COT, Figura 2A) no presentaron diferencias significativas entre las condiciones, aunque se observa una tendencia con el valor más alto de la DA en el sitio CA y el menor valor de COT en el

mismo. Se sabe que las prácticas de manejo agrícolas que tienen un impacto directo sobre la densidad aparente, alteran directamente el contenido de COT del suelo (Sanaullah *et al*., 2020) y por ello se ven afectados estos dos parámetros.

Los mayores valores de pH en H_2O y $CaCl_2$ (Fig, 1B), así como el de %SB (Figura 1C) se presentaron en CA (Figura 1B, 1C y 1D), lo cual sugiere un efecto residual del manejo con fuego del cultivo de caña de azúcar donde se promueve la liberación de cationes por combustión de la biomasa (Mastrolonardo *et al.* 2014). Aunque el CO y Ntot (Figura 2B) no presentaron diferencias significativas, el NH_4^+ (Figura 2C) presentó el mayor valor en CA que en los otros tratamientos , lo cual se puede atribuir a las acción de bacterias fijadoras de N y sus asociaciones con la planta de caña de azúcar (Carrizo-de Bellone y Bellone, 2006), así como a la alta movilidad que posee el NO_3^- (Figura 2D) en el suelo y su fácil volatilización o lixiviación en el sistema por la baja eficiencia y selectividad de la planta con preferencia por la especie NH_4^+ (Robinson *et al.,* 2011).

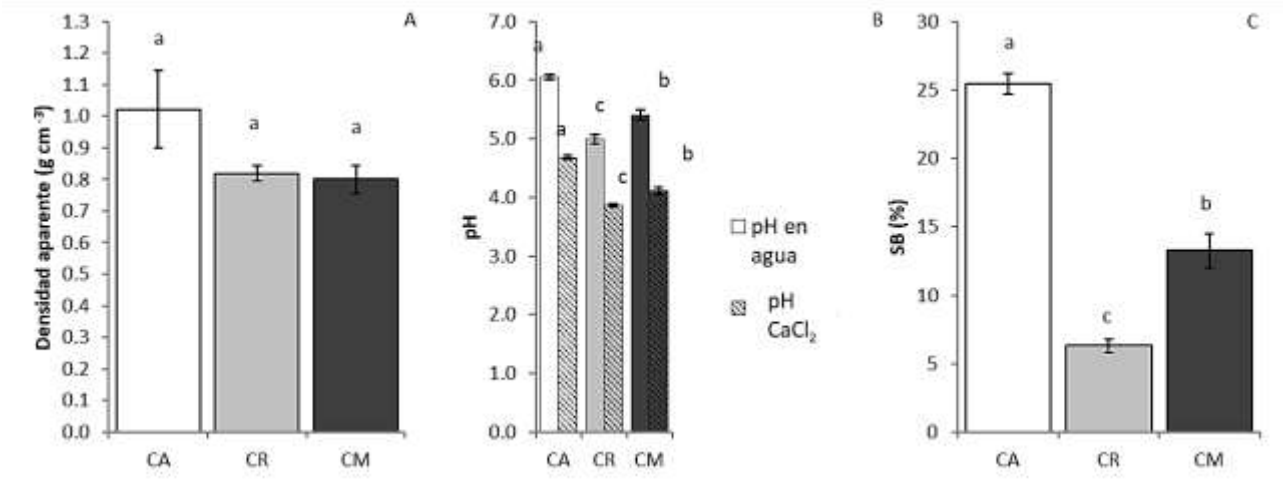

Figura 1. Valores promedio por sitio.
A) Densidad aparente; B) pH en agua y cloruro de calcio; C) % Saturación de bases. Barras representan error estándar. Letras minúsculas diferentes refieren $p<0.05$ en prueba HSD de Tukey.

El fraccionamiento de materia orgánica (MO) se basó en la diferencia de densidades y tamaño de partícula. La MO asociada a la fracción fina del suelo (arcillas) presentó una mayor masa (Figura 3C) debido a la predominancia de arcilla en la textura del suelo y la fracción perteneciente a la MO particulada presentó una masa menor debido a que consiste mayoritariamente en restos de residuos vegetales (Von Lützow *et al*., 2011) y por ello presentó una mayor concentración de C a comparación de las fracciones fina y gruesa. Además, el sitio CA presentó una mayor concentración de C en la fracción particulada (Figura 3D) debido a que es muy común que el principal componente de esta sea carbón (Von Lützow *et al*., 2011).

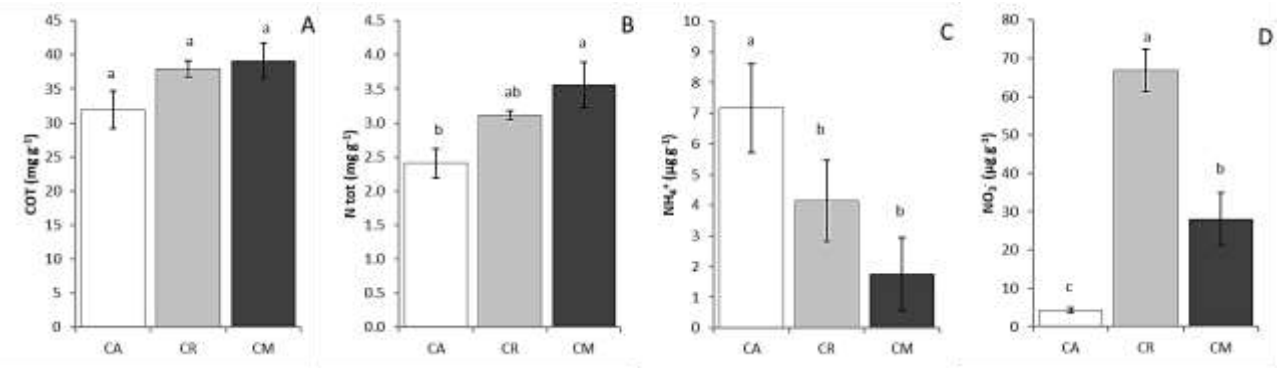

Figura 2. Valores promedio por sitio.
A) COT; B) Ntot C) NH_4^+; D) NO_3^-. Barras representan error estándar. Letras minúsculas diferentes refieren $p<0.05$ en prueba HSD de Tukey.

La concentración de C mic y N mic fue mayor en CM y las menores en el sitio CA (Figs. 3A y 3B). Lo cual sugiere que las prácticas agrícolas intensivas tienen un fuerte impacto negativo en la capacidad de acumulación de nutrientes dentro en la biomasa microbiana (Sanaullah *et al.* 2020). La mineralización potencial de C no presentó diferencias significativas entre tratamientos.

Aunque la actividad de β-glucosidasa (BGL) no presentó diferencias significativas entre tratamientos, se puede observar que el valor de *N*-acetilglucosaminidasa (NAG) para CR es significativamente mayor que CA y CM (Figura 4A). NAG, una enzima relacionada con el reciclaje de nitrógeno, específicamente con la despolimerización de quitina (Luo *et al*., 2017), lo cual sugiere la predominancia de material orgánico derivado de hongos (Seidl, 2008).

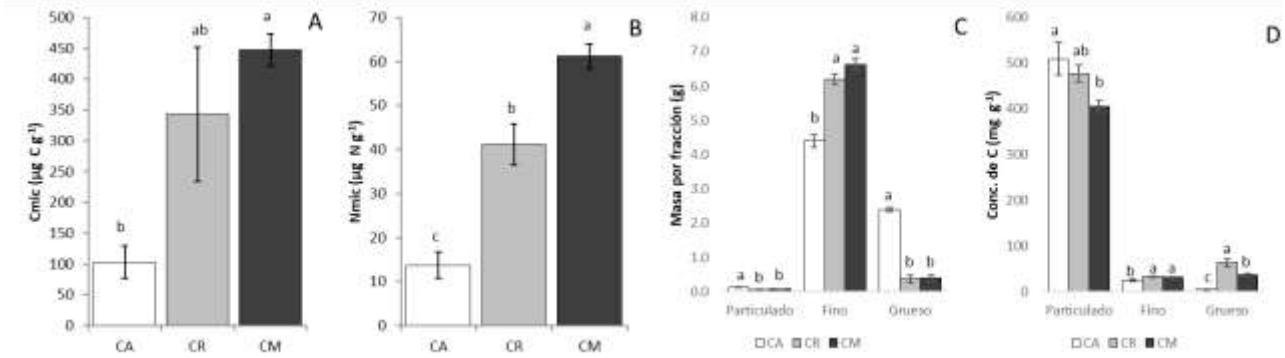

Figura 3. Valores promedio por sitio.
A) C en biomasa microbiana; B) N en biomasa microbiana C) Masa de cada fracción; D) Concentración de C en cada fracción. Barras representan error estándar. Letras minúsculas diferentes refieren $p<0.05$ en prueba HSD de Tukey.

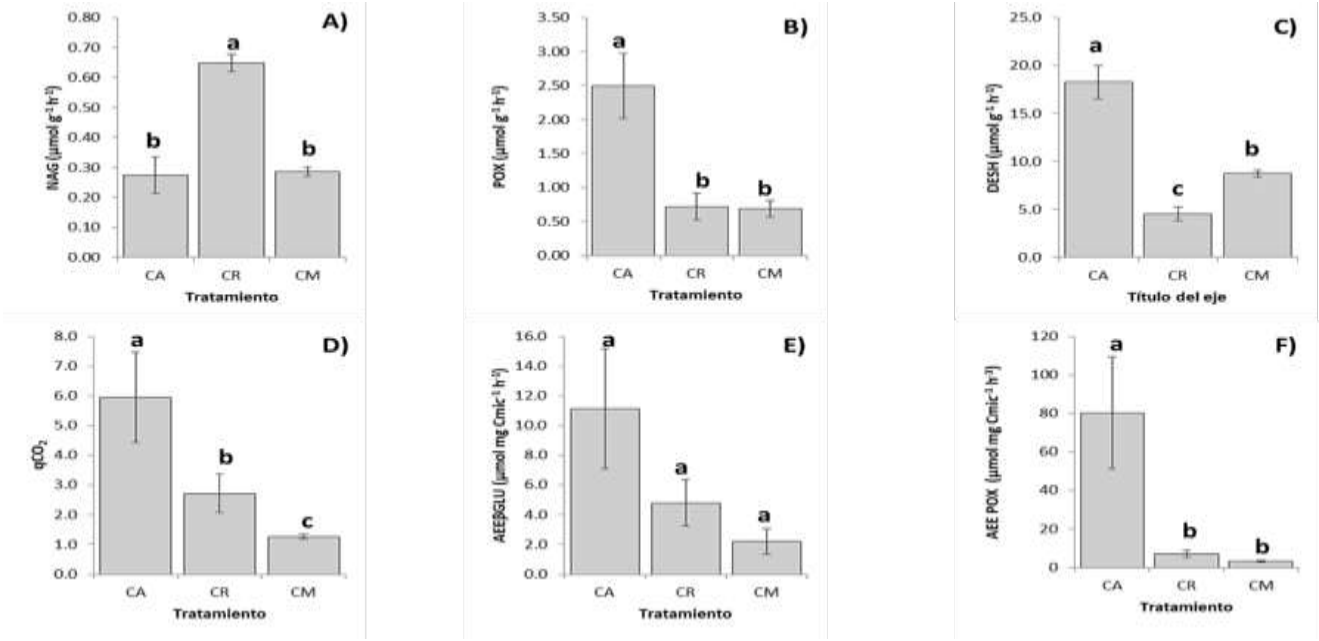

Figura 4. Valores promedio por sitio.
A) NAG; B) POX; C) DESH; D) qCO_2; E) AEE BGLU; F) AEE POX. Barras representan error estándar. Letras minúsculas diferentes refieren $p<0.05$ en prueba HSD de Tukey.

Los valores de la actividad de la deshidrogenasa (DES) (Figura 4C), se observa que los tres sitios tuvieron diferencias significativas entre ellos con el valor más alto en el sitio CA y el más bajo en CR. A esta enzima se le atribuye la capacidad de ilustrar la actividad de la microbiota del suelo (García *et al.*, 1997), por ello se asume que la microbiota del suelo puede estar en un grado de estrés tal que se valen de los medios necesarios para la adquisición de nutrientes.

La actividad de polifenol oxidasa (POX) presentó el valor más alto en CA y fue significativamente distinto a CR y CM (Figura 4B), esto sugiere que las formas predominantes de carbono en CA son de difícil despolimerización ya que esta enzima cataliza la oxidación de compuestos aromáticos recalcitrantes (Luo *et al.*, 2017) los cuales son característicos de materia orgánica carbonizada. El qCO_2 presentó diferencias significativas entre los 3 tratamientos (Figura 4D), con el valor más alto en CA y el más bajo en CM, lo cual indica que la comunidad microbiana de CM ese energéticamente más eficiente que la de CA y de acuerdo con Anderson y Domsch (1992) esta se ve influenciada por el manejo de los sitios. Los valores de AEE en tendencia presentaron los valores más altos en el CA y los más bajos en CM (Figura 4E y 3F) lo cual indicaría que la capacidad fisiológica de los microorganismos en la transición de manejo intensivo a no intensivo aumenta conforme al tiempo de establecimiento.

Conclusiones

La dinámica de los sistemas y su funcionamiento es regida por factores multidimensionales, en el presente estudio esto también se cumple, sin embargo, se observa que existen factores como intensidad de manejo, tipo de cultivo y tiempo de establecimiento que lo redireccionan.

Los resultados indican que tanto la transición productiva como el tiempo de establecimiento de los sistemas perennes favorecen la acumulación de COT la disminución de la densidad aparente, lo cual puede incrementar la retención de humedad, estructura, infiltración de los suelos (entre otras propiedades) así como el incremento de la concentración de Ntot.

Las actividades de las enzimas extracelulares nos indica la en la condición de caña de azúcar prevalecen las formas recalcitrantes de C y el esfuerzo de la comunidad microbiana para acceder al

recurso energético y se puede observar que en la condición de caña en la cual la comunidad microbiana es menos eficaz metabólicamente al invertir mayor energía para su supervivencia.

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada para el desarrollo de los estudios de Maestría en Ciencias Biológicas (CVU 919707), así como al Sr. Ángel Reyes por permitirnos el acceso a los sistemas agrícolas que fueron objeto de este estudio.

Literatura citada

Anderson, T.H., Domsch, K.H. 1992. The metabolic quotient for CO_2 *(qCO_2)* as a specific activity parameter to assess the effects of environmental conditions, such as pH, on the microbial biomass of forest soils. Soil Biology & Biochemistry 25: 393-395.

Canellas, L.P. Soil organic matter and nutrient pools under long-term non-burning management of sugar cane. European Journal of Soil Science. 61: 375-383. doi: 10.1111/j.1365-2389.2010.01229.x.

Carrizo-de Bellone, S., Bellone, C. H. 2006. Diazotrofos en vainas de hojas de caña de azúcar aportan nitrógeno al cultivo con las precipitaciones pluviales. Tierra. Lat. 24: 489-492.

Cerli, C., Celi, L., Kalbitz, K., Guggenberger, G., Kaiser, K. 2010. Separation of light and heavy organic matter fractions in soil. Testing for proper density cut-off and dispersion level. Geoderma 170: 403-416.

Chávez-Vergara, B., Merino, A., Vázquez-Marrufo, G., y García-Oliva, F. 2014. Organic matter dynamics and microbial activity during decomposition of forest floor under two native neotropical oak species in a temperate deciduous forest in Mexico. Geoderma, 235: 133-145.

Costa-Crusciol, C.A., De Campos, M., Martinelli-Martello, J., Alves, C.J., Costa-Nascimento, C.A., Dos Reis-Pereira, J.C., Cantarella, H. 2020. Organomineral Fertilizer as Source of P and K for Sugarcane. Scientific Reports 10: 5398. https://doi.org/10.1038/s41598-020-62315-1.

García, C., Hernandez, T., Costa, F. 1997. Potential use of dehydrogenase activity as an index of microbial activity in degraded soils. Com. In Soil S. and Plant An. 28:123-134.

Kirsten, W.J., Grunbaum, B.W. Dumas nitrogen determination on decimilligram scale. Analytical Chemistry 27: 1806-1809.

Luo, L., Meng, H., Gu, J. 2017. Microbial extracellular enzymes in biogeochemical cycling of ecosystems. Jour. Env. Man., 197: 539-549.

Mastrolonardo, G., Francioso, O., Di Foggia, M., Bonora, S., Rumpel, C., Certini, G. 2014. Application of thermal and spectroscopic techniques to assess fire-induced changes to soil organic matter in a Mediterranean forest. Jou. of Geoch. Exp. 143: 174-182.

Medorio-García, H.P., Alarcón, E., Flores-Esteves, N., Montaño, N.M., Perroni, Y. Soil carbon, nitrogen and phosphorus dynamics in sugarcane plantations converted from tropical dry forest. Applied Soil Ecology 154: 103600.

Pereira-da Silva, R., Fernandes, C. 2014. Soil uses during the sugarcane fallow period: influence on soil chemical and physical properties and on sugarcane productivity. Revista Brasileira de Ciência do Solo 38: 575-584. https://doi.org/10.1590/S0100-06832014000200022.

Robinson, N., Brackin, R., Vinall, K., Soper, F., Holst, J., Gamage, H., Paungfoo-Lonhienne, C., Rennenberg, H., Lakshmanan, P., Schmidt, S. 2011. Nitrate Paradigm Does Not Hold Up for Sugarcane. PLoS ONE 6(4): e19045. doi:10.1371/journal.pone.0019045.

Sanaullah, M., Usman, M., Wakeel, A., Cheema, S. A., Ashraf, I., Farooq, M. 2020. Terrestrial ecosystem functioning affected by agricultural management systems: A review. Soil & Tillage Research 196: 104464

Seidl, V. 2008. Chitinases of filamentous fungi: a large group of diverse proteins with multiple physiological functions. Fungal Biology Review 22: 36-42.

Silva-Fialho, J., de Aguilar, M.I., Maia, L.S., Magalhaes, R.B., Silva-de Araújo, F.C., Campanha, M.M., de Oiveira, T.S. 2013. Soil quality, resistance and resilience in traditional agricultural and agroforestry ecosystems in Brazil's semiarid región. African Journal of Agricultural Researches, 40: 5020-5031.

Von Lützow, M., Kögel-Knabner, I., Ekshmitt, K., Flessa, H., Guggenberger, G., Matzner, E., Marschner, B. 2007. SOM fractionation methods: Relevance to functional pools and to stabilization mechanisms.Soil Biology & Biochemistry 39: 2183-2207.

Walkley, A. and Black, I.A. 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.©

7.9. Carbono almacenado en sistemas agroforestales de café en Ixhuatlán del Café, Veracruz

Tinoco-Rueda Juan A.[1]; Pérez-Villatoro Hugo A.[1] y Escamilla-Prado Esteban[1]

[1]Centro Regional Universitario Oriente, Universidad Autónoma Chapingo. Carretera Huatusco-Xalapa, Huatusco, Veracruz. C.P. 94100. Autor para correspondencia: tinoco@correo.chapingo.mx

Resumen

Los cafetales son sistemas agroforestales donde el principal componente son plantas arbustivas del género *Coffea* que se establecen debajo de un dosel de árboles que brindan sombra. La configuración diversificada de los cafetales les confiere un potencial de almacenamiento de carbono especialmente en los componentes biomasa viva aérea y suelo. El centro de Veracruz se caracteriza por la producción de café en cuanto a cantidad-calidad, y es conocida como la "Faja de Oro" ya que es el área con mayor producción de la Entidad. El objetivo de la presente investigación fue estimar el contenido de carbono en cafetales de la comunidad de Ixcatla, municipio de Ixhuatlán del Café, Veracruz. Con ayuda de los productores de la comunidad se seleccionaron 10 parcelas de café en donde se estableció una unidad muestral de 25 x 25 m por parcela. La evaluación del carbono almacenado en la biomasa viva aérea se realizó con base en ecuaciones alométricas, para lo cual se midió el diámetro normal en árboles de sombra y el diámetro a una altura de 15 cm en cafetos. El carbono en el suelo se determinó mediante los parámetros de densidad aparente, materia orgánica y profundidad. Como resultado se obtuvo un contenido promedio de carbono total de 138.05 Mg C ha^{-1}. El suelo fue el componente con mayor almacenamiento de carbono con el 87% del total. Los resultados pueden usarse para conciliar un posible pago por servicio ambiental a los cafetaleros de la comunidad.

Palabras clave: *agroforestería; cafeticultura; servicios ecosistémicos; mitigación del cambio climático.*

Abstract

Coffee plantations are agroforestry systems where the main component are shrub plants of the *Coffea* genus that are established under a canopy of trees that provide shade. The diversified configuration of the coffee plantations gives them a carbon storage potential, especially in the live aerial biomass and soil components. The center of Veracruz is characterized by the production of coffee in terms of quantity-quality, and is known as the "Faja de Oro" since it is the area with the highest production in the region. The aim of the present investigation was to estimate the carbon content in coffee plantations in the community of Ixcatla, municipality of Ixhuatlán del Café, Veracruz. With the help of the producers in the community, 10 coffee plots were selected where a sample unit of 25 x 25 m was established per plot. The evaluation of the carbon stored in the live aerial biomass was carried out based on allometric equations, for which the diameter at breast height was measured in shade trees and the diameter at a height of 15 cm in coffee trees. Soil carbon was determined using the parameters of bulk density, organic matter and depth. As a result, an average total carbon content of 138.05 Mg C ha^{-1} was obtained. Soil was the component with the highest carbon storage with 87% of the total. The results can be used to manage a possible payment for environmental service to the coffee growers in the community.

Key words: *agroforestry; coffee culture; ecosystem services; climate change mitigation.*

Introducción

Un sistema agroforestal es un conjunto de componentes agroecológicos que interactúan entre sí con la finalidad de generar bienes y servicios de índole agropecuario, y que su estructura y composición se basan en plantas perennes multipropósito. Los sistemas agroforestales son multifuncionales, lo que quiere decir que brindan otros beneficios más allá de la producción agrícola. Como parte de esa multifuncionalidad resaltan las siguientes categorías: seguridad y soberanía alimentaria, provisión de servicios ecosistémicos y manejo sustentable de tierras (Tinoco, 2020). Dentro de los sistemas agroforestales se encuentran los cafetales bajo sombra, los cuales son agroecosistemas donde el principal componente son plantas del género *Coffea* que se establecen en el estrato arbustivo debajo de un dosel de árboles de sombra. Los cafetales bajo sombra se clasifican en cuatro categorías: rusticano, policultivo tradicional, policultivo comercial y especializado (Escamilla-Prado y Díaz-Cárdenas, 2016).

Con base en la estructura y composición diversificada de los cafetales bajo sombra se reconoce el potencial de almacenamiento de carbono que estos sistemas agroforestales tienen (Pineda-López *et al.*, 2005). Masuhara *et al.* (2015) determinaron el carbono almacenado en diferentes sistemas agroforestales de café en Huatusco, Veracruz y encontraron que el sistema policultivo tradicional de café con árboles de uso múltiple registró 188 Mg C ha^{-1}, mientras que el sistema especializado de café con árboles del género *Inga* como sombra obtuvo un valor de 133 Mg C ha^{-1}. Espinoza-Domínguez *et al.* (2012) por su parte evaluaron el almacén de carbono en cuatro diferentes cafetales bajo sombra en la región de Huatusco, encontrando lo siguiente: sistema café-cedro rosado (172 Mg C ha^{-1}), café-plátano velillo (101 Mg C ha^{-1}), café-macadamia (85 Mg C ha^{-1}) y café-chalahuite (85 Mg C ha^{-1}).

El objetivo de la presente investigación fue estimar el contenido de carbono en cafetales de la comunidad de Ixcatla, municipio de Ixhuatlán del Café, Veracruz.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El estudio se llevó a cabo en la comunidad de Ixcatla que pertenece al municipio de Ixhuatlán del Café, Veracruz, ubicado en las coordenadas 19°04´31.92" de latitud norte y 96°55´8.69" de longitud oeste a una altitud promedio de 1050 m s. n. m. La vegetación nativa es bosque mesófilo de montaña y la fisiografía representativa son laderas suaves con cañadas en los cauces del río Jamapa. La actividad económica principal es la producción de café.

Metodología

En coordinación de los productores de café de la comunidad se seleccionaron 10 sitios que abarcaran las condiciones representativas de los cafetales. Para el cálculo de los almacenes de carbono se utilizó la metodología del Programa Mexicano del Carbono (PMC) (2016) modificada en el tamaño de la parcela para ajustarse a las condiciones de manejo en la zona de estudio.

En cada sitio seleccionado se estableció una parcela de 25 x 25 m (625 m^2). Para la estimación del carbono en el estrato arbóreo y arbustivo se midió el diámetro a la altura del pecho y la altura total de los árboles de sombra, así como el diámetro a una altura de 15 cm de los cafetos presentes en la parcela. Con ayuda de los productores se registró el nombre común de los árboles para posteriormente buscar el nombre científico. Se buscaron y aplicaron ecuaciones alométricas para las especies presentes y así obtener el contenido de materia seca por individuo, para obtener el contenido de carbono se aplicó el factor de 0.5. Se sumó el carbono de árboles y cafetos de la parcela para obtener el carbono total en la biomasa arbórea-arbustiva, posteriormente se extrapoló el valor obtenido a una superficie de 1 ha.

Para el caso del carbono orgánico del suelo (COS) se colectó una muestra compuesta en cada sitio registrando su profundidad (Prof), la cual se llevó al laboratorio del Instituto de Ecología, A.C. en Xalapa, Veracruz para determinar materia orgánica (%MO), densidad aparente (Dap), entre otras variables. El COS se obtuvo mediante la siguiente ecuación (Vela-Correa *et al.*, 2012): COS (Mg C ha^{-1}) = (%MO/1.724) * Dap * Prof. Finalmente se sumó el carbono en la biomasa arbórea-arbustiva y el carbono orgánico del suelo para obtener el carbono total en los sitios de muestreo.

Resultados y Discusión

Se identificaron dos sistemas de producción: policultivo tradicional (SPT) en el 80% de los sitios y especializado (SE) en el 20%. En promedio se encontró que los sistemas agroforestales con café en la comunidad de Ixcatla almacenan 138.05 Mg C ha^{-1}. Se observa que el sitio nueve (SPT) registró la mayor cantidad de carbono total, con 192.78 Mg ha^{-1}, mientras que el sitio dos (SPT) presentó el menor contenido con 69.39 Mg ha^{-1}. El sitio que registró la mayor cantidad de carbono en la biomasa arbórea-arbustiva fue el nueve con una cantidad de 62.28 Mg C ha^{-1}. Aunque no es el sitio de mayor diversidad de especies arbóreas (80 especies ha^{-1}) registra los árboles con mayor altura y diámetro del fuste, encinos (*Quercus* spp.) principalmente. En contraste el sitio uno (SPT) presentó el menor valor de almacenaje en este mismo reservorio con 6.82 Mg C ha^{-1} debido posiblemente al número de especies arbóreas (32 especies ha^{-1}). Con base en los resultados del carbono orgánico del suelo el sitio cuatro (SE) presentó el mayor contenido de COS con 151.88 Mg C ha^{-1} y el menor valor se encontró en el sitio número uno con 6.82 Mg C ha^{-1}. Contemplando el total de los sitios se observa que el COS es el principal reservorio de carbono con el 87% del total, y el restante 13% se encuentra en el reservorio de la biomasa arbórea-arbustiva.

Los resultados obtenidos en el carbono total del sistema especializado (180.81 - 183.12 Mg C ha^{-1}) muestran un mayor contenido de carbono con respecto a lo reportado por Masuhara *et al.* (2015) y por Espinoza-Domínguez *et al.* (2012). Con respecto al carbono total del sistema policultivo tradicional (69.39 – 192.78 Mg C ha^{-1}) los datos se encuentran en el rango de lo reportado por Masuhara *et al.* (2015). Se identifica que el sistema de producción no es un buen referente para definir el potencial de carbono almacenado.

Conclusiones

Las condiciones fisiográficas, edáficas y agroecológicas de la región de estudio favorecen en el predominio de cafetales bajo sombra diversificada, esta condición de sistema agroforestal tendrá en un futuro próximo mayor importancia ante el inminente cambio climático.

La estructura de la vegetación de los cafetales tiene una función de reservorio de biodiversidad regional, ya que las especies arbóreas registradas en su mayoría son nativas del bosque mesófilo de montaña, además, la disposición de sus componentes (multiestratificado) favorece al funcionamiento e integridad del paisaje de bosque fragmentado.

El buen manejo de los sistemas agroforestales, incluyendo una sombra diversificada, puede asegurar la provisión de múltiples servicios ambientales; en la comunidad de Ixcatla los cafetales almacenan en promedio 138.5 toneladas de carbono por ha.

El componente edáfico representa el depósito más importante de carbono en los agroecosistemas cafetaleros, es el almacén que equivale al 87% del total. Por estas consideraciones los sistemas cafetaleros de la comunidad deberían ser incluidos en los planes de pago por servicios ambientales.

Literatura citada

Escamilla-Prado, E. y S. Díaz-Cárdenas. 2016. Sistemas de cultivo de café en México. Centro Nacional de Investigación, Innovación y Desarrollo Tecnológico del Café. México. 63 p.

Espinoza-Domínguez, W., L. Krishnamurthy, A. Vázquez-Alarcón y A. Torres-Rivera. 2012. Almacén de carbono en sistemas agroforestales con café. Revista Chapingo Serie Ciencias Forestales y del Ambiente 18:57-70.

Masuhara, A., E. Valdés, J. Pérez, D. Gutiérrez, J. C. Vázquez, E. Salcedo, M. de J. Juárez y A. Merino. 2015. Carbono almacenado en diferentes sistemas agroforestales de café en Huatusco, Veracruz, México. Revista Amazónica Ciencia y Tecnología 4:66-93.

Pineda-López, M. del R., G. Ortiz-Ceballos y L. R. SánchezVelásquez. 2005. Los cafetales y su papel en la captura de carbono: un servicio ambiental aún no valorado en Veracruz. Madera y Bosques 11:3-14.

PMC (Programa Mexicano del Carbono). 2016. Una REDD para SALVAR la SOMBRA de la Sierra Madre de Chiapas. Manual de Procedimientos Inventario de Carbono +. Paz-Pellat, F., A. Libert Amico, J. C. Wong-González y F. Rojas-García. Texcoco, Estado de México. 66 p.

Tinoco, J. A. 2020. Introducción a la agroforestería para la gestión territorial sustentable. Universidad Autónoma Chapingo. México. 98 p.

Vela-Correa, G., J. López-Blanco y M. de L. Rodríguez-Gamiño. 2012. Niveles de carbono orgánico total en el Suelo de Conservación del Distrito Federal, centro de México. Investigaciones Geográficas, Boletín 77:18-30.

7.10. Respuesta vegetal y microbiana al cambio de fertilizantes en un cultivo de amaranto (*Amaranthus* sp.)

Sandoval-Peña Gisela[1]; Beltrán-Paz Ofelia I.[2]; Nava-Arsola Nadia E.[2]; Solleiro-Rebolledo Elizabeth[3]; Diaz-Ortega Jaime[3]; Rivera-Uria María Y.[3]; Martínez-Jardines Luis G.[2] y Chávez-Vergara Bruno M.[2]

[1]Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México. Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, CP 04510, Coyoacán, Ciudad de México.
[2]Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México-Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía. Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, CP 04510, Coyoacán, Ciudad de México.
[3]Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, CP 04510, Coyoacán, Ciudad de México.
Autor para correspondencia: sp_gisela@ciencias.unam.mx

Resumen

Los suelos agrícolas son susceptibles a la degradación, debido a prácticas poco sostenibles como el uso indiscriminado de fertilizantes inorgánicos. La pérdida de materia orgánica es uno de los principales retos a los que se enfrentan, ya que lleva a cambios en la dinámica de nutrientes del suelo, disminución de su fertilidad y en la búsqueda de la sostenibilidad de los agroecosistemas. En el presente trabajo se evaluó la respuesta vegetal y microbiana ante el cambio de fertilizantes en un cultivo de amaranto (*Amaranthus* sp.), particularmente ante la adición de estiércol de vaca y lombricomposta en comparación con la fertilización inorgánica con base en NPK (triple 16) durante un ciclo de cultivo. Se cuantificó el rendimiento del cultivo y la concentración de nutrientes en biomasa vegetal; asimismo, se analizó la concentración de C orgánico y N total, biomasa microbiana, actividad enzimática, así como la tasa de mineralización de C del suelo. Se calculó el índice de resistencia, con el fin de determinar la sensibilidad del agroecosistema al cambio de manejo. Los mayores rendimientos se obtuvieron en los tratamientos de estiércol y fertilizante NPK, aunque destaca un bajo contenido de P vegetal con este último. El suelo presentó una baja resistencia al cambio de fertilización, por lo que se aprecia factible una reversión de los procesos de degradación. Se concluye que este agroecosistema responde de forma preferencial a la fertilización con estiércol, ya que estimula el crecimiento vegetal sin restringir la actividad metabólica de la microbiota del suelo.

Palabras clave: *agroecosistemas; productividad; actividad microbiana; fertilización; resistencia.*

Abstract

Agricultural soils are susceptible to degradation, due to unsustainable practices such as the indiscriminate use of inorganic fertilizers. The loss of organic matter is one of the main challenges they face since it leads to changes in the dynamics of soil nutrients, a decrease in its fertility and in the search for the sustainability of agroecosystems. In the present work, the plant and microbial response to the change of fertilizers in amaranth (*Amaranthus* sp.) crop, particularly to the addition of cow manure and vermicompost, was evaluated compared to inorganic fertilization based on NPK (triple 16) during a growing cycle. Crop yield and nutrient concentration in plant biomass were quantified; Likewise, the concentration of organic C and total N, microbial biomass, enzymatic activity, as well as the mineralization rate of soil C were analyzed. The resistance index was calculated, in order to determine the sensitivity of the agroecosystem to change in management. The highest yields were obtained in the manure and NPK fertilizer treatments, although a low content of vegetable P stands out with the latter. The soil presented a low resistance to the change of fertilization, for which is feasible a reversion of the soil degradation processes. It is concluded that this agroecosystem responds preferentially to fertilization

with manure since it stimulates plant growth without restricting the metabolic activity of the soil microbiota.

Key words: *agroecosystems; productivity; microbial activity; fertilization; resistance.*

Introducción

El desarrollo de las actividades agrícolas ha generado una serie de modificaciones en la estructura de los ecosistemas debido a su intensa manipulación, por lo que se enfrentan a diversas problemáticas, tales como la degradación de los suelos, que se define como la disminución de su productividad potencial (Eswaran *et al*., 2004).

La fertilidad del suelo es esencial para el mantenimiento de la productividad agrícola (IFA, 1992). La disponibilidad de materia orgánica del suelo (MOS) y la diversidad microbiana son importantes para la fertilidad del suelo (Gruhn *et al.*, 2000), ya que juegan un papel primordial en los ciclos biogeoquímicos y su liberación a formas biodisponibles para las plantas (Ondrasek *et al*., 2019). Por lo tanto, la actividad de los microorganismos del suelo se usa como indicador de la eficiencia en estos ciclos (Montejo, *et al.*, 2012), de manera tal que permite dar una aproximación acerca de las necesidades del suelo y asegurar las condiciones óptimas para que estos organismos cumplan sus funciones adecuadamente (IFA, 1992).

En la actualidad, el uso de fertilizantes sintéticos se ha extendido en todo el mundo; sin embargo, se ha reportado que su uso excesivo ocasiona problemas ambientales como contaminación y deterioro del suelo (Bindraban *et al.*, 2015), así como alteraciones en la composición de las comunidades microbianas del suelo (Geisseler y Scow, 2014) y en su actividad metabólica (Saha *et al*., 2008). Por esto, se ha insistido en el uso de fertilizantes orgánicos como una opción viable para mantener la fertilidad de los agroecosistemas, al proporcionar una mayor estabilidad de las propiedades del suelo y favorecer la recuperación de sus funciones ecológicas; lo anterior tiene como resultado un incremento en la resistencia y resiliencia del ecosistema (Blanco y Lal, 1993).

El objetivo de este trabajo fue evaluar la respuesta vegetal y la actividad microbiana del suelo al cambio de fertilizantes en un ciclo de cultivo de amaranto.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El estudio se llevó a cabo en Santiago Tulyehualco, en la Alcaldía Xochimilco, Ciudad de México. Está ubicado en las faldas del volcán Teuhtli, en la transición entre la zona de montaña y la zona lacustre.

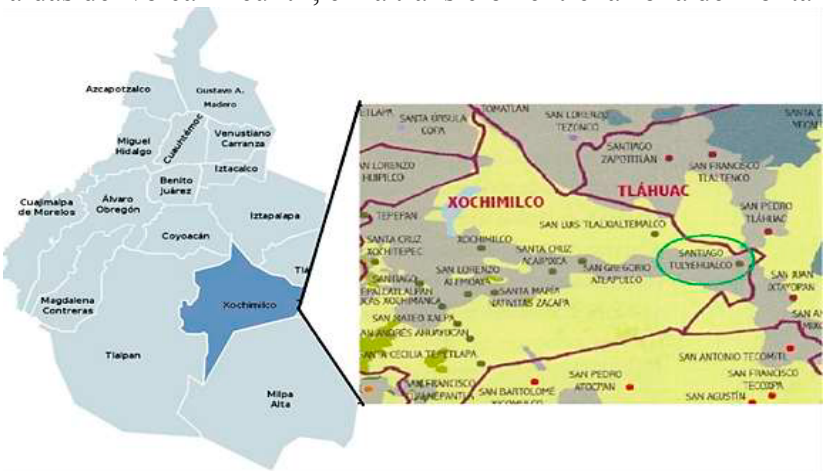

Figura 1. Ubicación geográfica del sitio de estudio.

Metodología

Se desarrolló un experimento *in situ* en una parcela de amaranto, la cual se dividió en tres subparcelas y en cada una se adicionó un fertilizante distinto previo a la siembra: estiércol de vaca (3 kg m^{-2}), lombricomposta (3 kg m^{-2}) y un fertilizante sintético de tipo NPK (Triple 16) (30 g m^{-2}). Al momento de la cosecha, se colectó 1 m^2 de cobertura vegetal, tanto de los tejidos aéreos como de la raíz. También se colectaron muestras de suelo a una profundidad de 10 cm.

Los análisis de laboratorio consistieron en la separación y secado de los tejidos (raíz, tallo y fruto) para obtener la biomasa seca, posteriormente se cuantificó la concentración total de nutrientes a partir de una pequeña muestra finamente molida: de N por el método de semi-Kjeldahl, de P por el método calorimétrico de molibdato y de C por coulometría. Para las muestras de suelo, se cuantificó el C orgánico (C_{org}) y N total por los métodos descritos anteriormente, además del C y N microbianos (C_{mic} y N_{mic}) mediante un método de fumigación con cloroformo.

Se determinó la actividad enzimática de la β-1,4-glucosidasa, polifenol oxidasa, N-acetilglucosaminidasa, fosfomonoesterasa y deshidrogenasa, por medio de métodos colorimétricos. Asimismo, se determinó la tasa de mineralización del C (C-CO_2), para lo cual se incubó una muestra de suelo en una cámara cerrada con una trampa de NaOH.

Para reconocer la eficiencia de los procesos microbianos, se calcularon los siguientes cocientes: actividad enzimática específica (ecuación 1), cociente metabólico (qCO_2) (ecuación 2) y cociente microbiano (qMic) (ecuación 3).

$$AEE = \frac{act.enzimática}{C_{mic}} \quad (1)$$

$$qCO_2 = \frac{C-CO_2}{C_{mic}} \quad (2)$$

$$qMic = \frac{C_{mic}}{C_{org}} \quad (3)$$

La resistencia del suelo (RS) se evaluó a mediante la fórmula propuesta por Orwin y Wardle (2004) (ecuación 4):

$$RS = 1 - \left(\frac{2\,|D_0|}{Co+|D_0|}\right) \quad (4)$$

donde, D_0 es el valor absoluto de la diferencia entre el tratamiento control (C_0) y el tratamiento con cambio de manejo (lombricomposta o estiércol).

Se realizaron análisis estadísticos mediante pruebas de ANOVA de una vía para determinar diferencias significativas entre tratamientos, con valor de significancia de 0.1; en caso de obtener diferencias, se realizó una prueba post hoc (Dunnett), en el cual se definió el tratamiento con fertilizante sintético como grupo control.

Resultados y Discusión

Respuesta vegetal

Se obtuvieron diferencias significativas en la acumulación de biomasa vegetal, tanto a nivel total como las proporciones en los tejidos (Cuadro 1). El tratamiento con lombricomposta fue el que mostró los rendimientos más bajos; sin embargo, presentó mayor producción de raíz, lo cual implica un mayor aporte de MOS al suelo para el siguiente ciclo de cultivo. En cuanto a la concentración de nutrientes, las plantas crecidas con fertilizante químico presentaron una deficiencia en la concentración de P, a pesar de recibir el mayor aporte de este nutriente en el suelo. Se puede considerar que el tratamiento con estiércol favoreció una mayor fijación de C mediante la producción primaria neta, al presentar los valores más altos en el contenido de este elemento por unidad de área.

Cuadro 1. Biomasa seca acumulada y contenido de nutrientes en las plantas de amaranto por tratamiento (±error estándar).

Tratamiento	Biomasa seca (g m^{-2})				Concentración de nutrientes (mg g^{-1})			Contenido por área (g m^{-2})		
	Fruto	Tallo	Raíz	Total	C	N	P	C	N	P
Triple 16	147 (±15)	102.2 (±6)	12.61 (±0.52)	261.8 (±2.06)	422.71 (±3.48)	7.27 (±0.12)	0.85 (±0.05)	110.6 (±8.06)	1.9 (±0.14)	0.22 (±0.02)
Estiércol	183.3 (±10.3)	**157* (±12.3)**	11.34 (±0.69)	**351.6** (±20.85)**	403.95 (±6.99)	7.04 (±1.98)	**2.61*** (±0.19)**	**141.8* (±6.37)**	2.44 (±0.65)	**0.9*** (±0.04)**
Lombricomposta	**70.3** (±7.1)**	83.2 (±8.7)	**14.7* (±1.11)**	**168.2** (±10.71)**	422.59 (±6.45)	7.88 (±1.12)	**2.28*** (±0.15)**	**71.1* (±5.28)**	1.31 (±0.16)	**0.38* (±0.02)**

*p<0.1, **p<0.01, ***p<0.001
En negritas tratamientos con diferencias significativas respecto al control.

Respuesta edáfica

La adición de fertilizantes orgánicos no representó cambios en los contenidos de C_{org} y N del suelo, pero estimuló la acumulación de C en biomasa microbiana (Cuadro 2), lo cual significa un incremento en los almacenes de este tipo de MOS lábil. El coeficiente C_{mic}:N_{mic} se elevó con el uso de estiércol, lo cual podría indicar cambios en la estructura de su comunidad microbiana (Zhou y Wang, 2015), con respecto a los demás tratamientos.

Cuadro 2. Almacenes de C y N en el suelo y sus cocientes estequiométricos por tratamiento (±error estándar).

Tratamiento	C_{org} (mg g^{-1})	N (mg g^{-1})	C:N	C_{mic} (mg kg^{-1})	N_{mic} (mg kg^{-1})	C_{mic}: N_{mic}	qMic (%)
Triple 16	10.7 (±0.47)	1.24 (±0.29)	9.32 (±1.49)	42.3 (±12.8)	16.04 (±4.1)	2.67 (±0.35)	0.40 (±0.13)
Estiércol	12.5 (±1)	1.16 (±0.07)	10.8 (±0.2)	**129* (±27.7)**	13.7 (±1.54)	**9.39* (±1.68)**	**1.02* (±0.18)**
Lombricomposta	12 (±1.25)	1.15 (±0.15)	10.5 (±0.29)	**77.1* (±13)**	15.8 (±1.87)	4.82 (±0.29)	**0.64* (±0.18)**

C_{mic}: C microbiano; N_{mic}: N microbiano, qMic: cociente microbiano. *p<0.1
En negritas tratamientos con diferencias significativas respecto al control.

No se encontraron diferencias en las tasas de mineralización de C (Figura 2); sin embargo, se observa una tendencia a ser mayor mediante el uso de fertilizante químico, lo cual denota un desbalance entre los flujos de C, dado que la entrada de este elemento al sistema es mínima con respecto a su emisión. Tampoco se presentaron diferencias significativas en las tasas de despolimerización de la MOS, analizadas a partir de la actividad enzimática, pero sí en la AEE y el qCO_2 (Cuadro 3), donde se observó una tendencia a disminuir con los tratamientos orgánicos. En suelos fertilizados con Triple 16, el incremento en el valor de qCO_2 y la AEE de la deshidrogenasa indican una menor eficiencia en la respiración de los microorganismos, debido a un posible estrés por la ausencia de MOS incorporada (Chavarria *et al*., 2018).

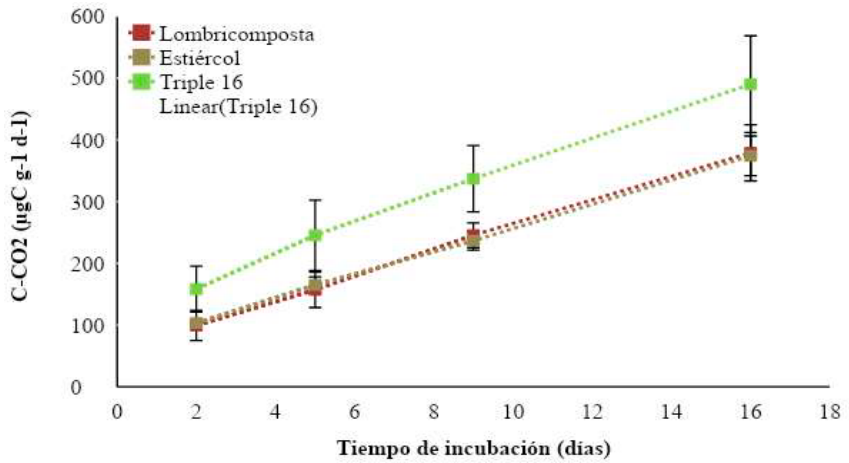

Figura 2. Mineralización de C en el suelo (C-CO_2) durante 16 días por tratamiento (±error estándar).

Cuadro 3. Actividad microbiana del suelo por tratamiento (±error estándar).

Tratamiento	AEE (µmol g^{-1} h^{-1} $Cmic^{-1}$)					qCO_2 (µg C-CO_2 g^{-1} Cmic h^{-1})
	BG	FME	POX	NAG	DH	
Triple 16	5.06 (±2.1)	13.6 (±3.6)	5.02 (±2.1)	2.92 (±0.9)	2184 (±433)	12.6 (±2.2)
Estiércol	1.21 (±0.3)	5.83 (±1.2)	2.71 (±0.82)	0.81 (±0.11)	**516** (±137)**	**3.3** (±1.02)**
Lombricomposta	1.81 (±0.26)	9.41 (±1.9)	3.38 (±1.04)	2.97 (±1.32)	**845* (±55.5)**	**5.1* (±0.67)**

AEE: Actividad enzimática específica; BG: β-1,4-Glucosidasa; POX: polifenol oxidasa; NAG: N-acetilglucosaminidasa; FME: fosfomonoesterasa; DH: deshidrogenasa; qCO_2: cociente metabólico. *p<0.1, **p<0.01, ***p<0.001.
En negritas tratamientos con diferencias significativas respecto al control.

Resistencia al cambio de manejo

El agroecosistema estudiado mostró baja resistencia al cambio hacia fertilización orgánica, para lo cual se tomó al tratamiento con fertilizante inorgánico como estado inicial; valores menores a 0.5 significan un cambio absoluto igual o mayor al 50%, lo cual se definió como umbral de la resistencia. Se observó una recuperación de las propiedades biológicas del suelo, en particular aquellas que tenían relación con el tamaño de la comunidad microbiana. Si bien el agroecosistema mostró respuesta a la adición de ambos fertilizantes orgánicos, los índices de resistencia evidencian distintos grados de sensibilidad de las comunidades microbianas a las diferentes fuentes de materia orgánica añadida, donde se observó mayor respuesta con el uso de estiércol. No obstante, a partir de este estudio no es posible determinar el grado de resiliencia del nuevo estado, por lo que se necesitaría continuar con la fertilización orgánica en posteriores ciclos de cultivo para revertir los procesos de degradación causados por el uso de fertilizantes inorgánicos.

Cuadro 4. Valores del índice de resistencia al cambio de manejo, con respecto al fertilizante inorgánico.

Tratamiento	C_{mic}	qMic	AEE BG	AEE POX	AEE NAG	AEE FME	AEE DH	C-CO_2	qCO_2
Estiércol	**-0.34**	**-0.21**	**0.14**	**0.37**	**0.16**	**0.27**	**0.13**	0.62	**0.15**
Lombricomposta	**0.1**	**0.25**	**0.22**	0.51	0.97	0.53	**0.24**	0.63	**0.25**

C_{mic}: C microbiano; qMic: cociente microbiano; AEE: Actividad enzimática específica; BG: β-1,4-Glucosidasa; POX: polifenol oxidasa; NAG: N-acetilglucosaminidasa; FME: fosfomonoesterasa; DH: deshidrogenasa; qCO_2: cociente metabólico.

Conclusiones

Con base en los resultados obtenidos en este estudio, se puede observar que el agroecosistema responde de manera diferencial al tipo de fertilizante utilizado. Es importante destacar que no se encontró una correlación clara entre la mejora en las propiedades biológicas del suelo (contenido de nutrientes, actividad enzimática y mineralización de C) y el rendimiento del cultivo, ya que una mayor actividad microbiana no necesariamente implicó un incremento en el rendimiento y viceversa. Se considera que el agroecosistema de amaranto de Santiago Tulyehualco responde de forma preferencial a la adición de materia orgánica mediante la fertilización con estiércol, ya que favorece rendimientos óptimos de la cosecha sin restringir la actividad de los microorganismos del suelo, lo cual contribuye al mantenimiento de sus procesos biogeoquímicos y una posible mejora a largo plazo en la calidad del suelo.

Agradecimientos

Al laboratorio de Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM), a la Secretaría de Educación Ciencia, Tecnología e Innovación de la Ciudad de México (SECITI/071/2018-SECTEI/268/2019) y al Sr. Ismael Fernández por las facilidades para la presente investigación.

Literatura citada

Bindraban, P. S., C. Dimkpa, L. Nagarajan, A. Roy and R. Rabbinge. 2015. Revisiting fertilizers and fertilization strategies for improved nutrient uptake by plants. Biology and Fertility of Soils 51:897-911.

Blanco, H. and R. Lal. 2010. Principles of Soil Conservation and Management. Springer. Nueva York, EUA. 617 pp.

Chavarria, D.N., C. Pérez-Brandan, D.L. Serri, J.M. Meriles, S.B. Restovich, A.E. Andriulo, L. Jacquelin, and S. Vargas-Gil. 2018. Response of soil microbial communities to agroecological versus conventional systems of extensive agriculture. Agriculture, Ecosystems and Environment 264:1-8.

Eswaran, H., R. Lal, and P. F. Reich. 2001. Land degradation: an overview. *In*: Bridges, E. M., I. D. Hannam, L. R. Oldeman, F. W. T. Pening de Vries, S. J. Scherr and S. Sompatpanit (eds.). Responses to Land Degradation. Proc. 2nd. International Conference on Land Degradation and Desertification, Khon Kaen. Oxford Press. Tailandia. 16 pp.

Geisseler, D. and K. M. Scow. 2014. Long-term effects of mineral fertilizers on soil microorganisms – A review. Soil Biology and Biochemistry 75:54-63.

Gruhn, P., F. Goletti, and M. Yudelman, 2000. Integrated Nutrient Management, Soil Fertility, and Sustainable Agriculture: Current Issues and Future Challenges. Internacional Food Policy Research Institute. Washington, EUA. 36pp.

IFA (International Fertilizer Association). 1992. World Fertilizer use Manual. París, Francia. 632p.

Montejo-Martínez, M., C. P. Torres-López, A. Martínez-Toledo, J. A. Tenorio-López, M. R. Cruz-Colín, F. R. Ramos-Morales y M. C. Cuevas-Díaz. 2012. Técnicas para el análisis de actividad enzimática en suelos. pp. 16-46. En: Cuevas-Díaz, M. C., G. Espinosa-Reyes, C.A. Ilizaliturri-Hernández y A. Mendoza-Cantú (eds.). Métodos ecotoxicológicos para la evaluación de suelos contaminados con hidrocarburos. Instituto Nacional de Ecología. Ciudad de México.

Ondrasek, G., H. B. Begić, M. Zovko, L. Filipović, C. Meriño-Gergichevich, R. Savić, and Z Rengel. 2019. Biogeochemistry of soil organic matter in agroecosystems & environmental implications. Science of the Total Environment 658:1559–73.

Saha, S., V. Prakash, S. Kundu, N. Kumar and B. L. Mina. 2008. Soil enzymatic activity as affected by long term application of farm yard manure and mineral fertilizer under a rainfed soybean-wheat system in N-W Himalaya. European Journal of Soil Biology 44:309-15.

Sarandón, S. J. 2014. El agroecosistema: un ecosistema modificado. pp. 100-130. En: Sarandón, S. J. y C. C. Flores (eds.). Agroecología: bases teóricas para el diseño y manejo de agroecosistemas sustentables. Universidad Nacional de La Plata. Buenos Aires, Argentina.

Zhou, Z. H. and C. K. Wang. 2015. Reviews and syntheses: Soil resources and climate jointly drive variations in microbial biomass carbon and nitrogen in China's forest ecosystems. Biogeosciences 12:6751–60.

7.11. Cambios en la materia orgánica, pH y fósforo provocados por la quema agrícola en el Valle de Mexicali, Baja California

Avilés-Marín Silvia Mónica[1]; Soto-Ortíz Roberto[1]; Escobosa-García Isabel[1]; Cárdenas-Salazar Víctor[1]; Ruíz-Alvarado Cristina[1]; Sánchez-Hernández Rufo[2] y Salcedo-Pérez Eduardo[3]

[1]Instituto de Ciencias Agrícolas, Universidad Autónoma de Baja California. Carretera a Delta s/n Ejido Nuevo León, CP 21705, Mexicali, Baja California, México.
[2]División Académica de Ciencias Agropecuarias, Universidad Juárez Autónoma de Tabasco. Carretera Villahermosa-Teapa km. 25, Centro, Tabasco, México.
[3]Centro Universitario de Ciencias Biológicas y Agropecuarias, Universidad de Guadalajara. Camino Ramón Padilla Sánchez No. 2100 Nextipac, Zapopan, Jalisco.
Autor para correspondencia: monica_aviles@uabc.edu.mx

Resumen

La quema de residuos de cosecha es una práctica que impacta en las emisiones de CO_2 al ambiente, así como en la calidad del suelo, en el caso del Valle de Mexicali, que se ubica entre los principales productores de trigo a nivel nacional, la quema de paja de trigo es una práctica frecuente, pero con escasa información sobre sus efectos en la fertilidad del suelo y sus implicaciones en los aspectos productivos y ambientales en esta región. El objetivo de este estudio fue evaluar el efecto de la quema de paja de trigo sobre algunas propiedades químicas del suelo en el Valle de Mexicali, Baja California. Se colectaron muestras de suelo a una profundidad de 0-30 cm en 26 parcelas, dichas muestras se colectaron antes y después de realizada la quema de residuos de paja de trigo. Se evaluó el pH, P, MO y CO, se realizó una prueba de comparación de medias de Tukey a un nivel $\alpha \leq 0.05$. Después de la quema de la paja de trigo, se observó una reducción de los contenidos de CO y de P mineral (PO_4^-), que se asocia con una pérdida de MO, mientras que el pH es una variable edáfica que no sufre cambios significativos después de dicha práctica agrícola. La quema de la paja de trigo tiene repercusiones de carácter ambiental en la región del Valle de Mexicali, Baja California, debido a las emisiones de gases de efecto invernadero que se producen por la combustión, y de carácter productivo, por la afectación negativa de los contenidos de la MO edáfica.

Palabras clave: *fertilidad edáfica; zonas áridas; cambio climático; conservación de suelo; polución.*

Abstract

The burning of harvest residues is a practice that impacts on CO_2 emissions to the environment as well as the quality of the soil, in the case of the Mexicali Valley, which is among the main wheat producers nationwide, the burning of wheat straw is a frequent practice, but with little information on its effects on soil fertility and its implications on productive as well as environmental aspects in this region. The objective of this study was to evaluate some chemical properties of the soil and their relationship with the burning of wheat straw in the Mexicali Valley, Baja California. Sampling was carried out in 26 plots with wheat straw residues, soil samples of 0-30 cm were collected, before and after the burning. The pH, P, MO was evaluated, and a test of means (Tukey) was carried out. A reduction in OM contents was observed after the burning of wheat straw, this is associated with the CO and mineral P contents (PO_4^-), while the pH is an edaphic variable that does not undergo significant changes afterwards this agricultural practice. The burning of wheat straw has environmental repercussions in the region of the Mexicali Valley, Baja California, due to the greenhouse gas emissions that are produced by combustion, and of a productive nature, due to the negative impact of the contents of the edaphic MO.

Key words: *edaphic fertility; arid zone; climatic change; soil conservation; pollution.*

Introducción

Las zonas áridas y semiáridas son amplias regiones que se caracterizan por sus bajos contenidos de carbono orgánico del suelo (COS), representan zonas de alto riesgo, por el cambio climático y el manejo con prácticas que degradan el suelo, resulta probable que se conviertan en fuentes netas de emisiones de gases de efecto invernadero, sin embargo, esto constituye a su vez un área de oportunidad, si se logra que esta situación se revierte hacia un manejo sostenible, estas zonas tienen el potencial de almacenar grandes cantidades de carbono (C) en los suelos por la superficie que representan, contribuyendo así a la mitigación y adaptación al cambio climático. En los ecosistemas semiáridos de la zona central de México se menciona que representan un potencial considerable como sumideros de C con un promedio de 11 Mg C ha^{-1} (Becerril *et al*., 2014).

En los suelos de uso agrícola, la generación de residuos de cosecha resulta una excelente alternativa para contribuir en la reserva de C y evitar su pérdida con emisiones de CO_2 al ambiente, sin embargo, la práctica frecuente de la quema de residuos de cosecha, puede impactar no sólo la calidad del aire sino también la calidad del suelo. En este aspecto, estudios realizados por Medina-Méndez *et al.* (2009) en el cultivo de maíz sometido a un sistema de roza, tumba y quema, comparados con sitios no perturbados de selva, reportaron una disminución en el contenido de MO en los sitios quemados, aunque este efecto no es consistente, mientras que elementos como P, K, Na, Fe, Cu y Zn se incrementan a largo plazo en las parcelas sin quemar.

La zona agrícola del Valle de Mexicali, Baja California, se ubica entre los principales productores de trigo a nivel nacional, ocupando el tercer lugar, en esta zona se generan enormes cantidades de paja de trigo, como residuos de cosecha; sin embargo, mientras una parte de este residuo se aprovecha para la alimentación del ganado en la región, otra parte de este residuo frecuentemente se retira del terreno agrícola a través de la práctica tradicional de la quema *in situ* a cielo abierto, y en algunos predios representa hasta el 85% o la totalidad del residuo de cosecha de este cultivo (Coronado *et al.*, 2012).

La gestión de los residuos en el cultivo de trigo representa una práctica importante en la agricultura del Valle de Mexicali, Baja California, por una parte, la tasa de residencia de este residuo en el suelo es prolongado ya que en esta región, la descomposición de la paja de trigo es muy lenta, limitada, entre otras razones, por las condiciones del clima y la composición bioquímica de este residuo, con un alto contenido de fibra (C:N > 70).

La práctica de quema de la paja de trigo contribuye a las emisiones de CO_2, CH_4 y material particulado, que afectan al ambiente y pueden afectar también la fertilidad del suelo (Coronado, *et al.*, 2012). Sin embargo, se tiene escasa información de la magnitud del efecto de la quema de la paja de trigo sobre las propiedades químicas del suelo, que permita contribuir en la evaluación de la fertilidad edáfica y sus implicaciones tanto productivas como ambientales en esta región.

La evaluación del manejo de los suelos mediante el conocimiento de la reserva de C en suelos de uso agrícola, permitirá generar propuestas en la recuperación y conservación del suelo, que coadyuven a su vez en la reducción de las emisiones de CO_2 a la atmósfera y por tanto, la mitigación del cambio climático global.

El objetivo del presente estudio fue evaluar los cambios en algunas propiedades químicas del suelo por efecto de la quema de paja de trigo en el Valle de Mexicali, Baja California.

Materiales y Métodos

El estudio se realizó en el Valle de Mexicali que se localiza en el estado de Baja California, al Noroeste de México, entre los 32º00'a 32º36 Norte y los 114º45"a 115º45' Oeste, el clima es árido seco (BWh),

la precipitación promedio anual es de 51.2 mm, con régimen de lluvias en invierno, la temperatura media anual es de 23.2 °C, alcanzando una temperatura máxima de 51.2 °C durante el verano y una temperatura mínima de -5 °C en invierno (García, 1985, SMN, 2018).

Se seleccionaron sitios representativos de suelos cultivados con trigo bajo labranza convencional en los que se realizó práctica frecuente de quema de la paja de trigo al finalizar el ciclo, con al menos 3 años consecutivos.

Se realizó un muestreo en 26 parcelas con residuos de paja de trigo, se colectaron muestras de suelo de 0-30 cm de profundidad, antes y después de realizada la quema, una vez que las muestras estuvieron secas, molidas y tamizadas se procedió a su análisis en el laboratorio. Se evaluó el pH (pasta de saturación), el P (espectrofotometría), contenido de C orgánico a partir del análisis de materia orgánica (Walkley y Black, 1947). Los datos recabados fueron analizados a través de análisis de varianza y pruebas de comparación de medias de Tukey, con el paquete estadístico SAS para Windows versión 6.12.

Resultados y Discusión

La quema de la paja de trigo provoca algunos cambios en las propiedades químicas de los suelos evaluados, específicamente se observa una disminución en todas las variables evaluadas, aunque en el caso del pH dicha disminución no es estadísticamente significativa (Cuadro 1).

Cuadro 1. Cambios químicos provocados por la quema agrícola en suelos cultivados con trigo en el Valle de Mexicali, México.

Tratamiento	pH (Extracto de saturación)	MO	CO	PO_4^+
		(%)		(mg kg^{-1})
Antes de la quema	8.72 a	2.86 a	1.66 a	27.20 a
Después de la quema	8.68 a	2.34 b	1.36 b	23.80 b
C.V.	1.08	28.23	28.21	8.03
Pr > F	0.12	0.02	0.01	<0.0001

Abreviaturas: (C.V.) Coeficiente de variación, (Pr > F) probabilidad de F a un nivel alfa ≤ 0.05.

Se observó una disminución en la variable de pH después de realizada la quema, sin embargo, esta reducción es mínima y no modifica su condición química fuertemente alcalina, por lo que en términos generales esta variable no se considera como una perturbación significativa por la práctica de quema de la paja de trigo, en los sitios evaluados. De acuerdo con Granged *et al.* (2011) la quema agrícola puede provocar la destrucción de ácidos orgánicos, y las cenizas que se generan aportan carbonatos, bases y óxidos, lo que se refleja en una disminución del pH. Sin embargo, los efectos del fuego sobre las variaciones del pH no se pueden generalizar, debido a que dichos cambios varían con la intensidad de la quema, así como de la capacidad buffer del suelo, misma que está regulada por los componentes orgánicos y minerales de los suelos (Pereira *et al.* 2013). Certini (2005) señala que después de una quema de alta intensidad, el pH se incrementa significativamente, debido a la reducción de materia orgánica y a la perdida de grupos OH^- de los minerales de las arcillas, así como por la formación de óxidos, liberación de cationes o sustitución de protones en el complejo de intercambio; sin embargo, la adición de cenizas residuales de la quema también puede causar variaciones en los niveles del pH del suelo.

Por su parte, la disminución en los contenidos de MO puede comprenderse en términos de la intensidad de la quema, según Giovannini *et al.* (1988), en las quemas que superan los 200 °C, el suelo experimenta una pérdida de MO, ya que, dependiendo la duración del evento, ocurre una ligera destilación donde se pierden algunos constituyentes menores por volatilización, calcinación o una oxidación completa.

Derivado de la disminución de los contenidos de MO se puede apreciar una reducción en los contenidos de CO y de PO_4^+, esto debido a que la biogeoquímica de ambos componentes se vinculan directamente con los procesos de transformación de la MO, particularmente cuando la intensidad de la quema supera los 149 °C, que supone una quema de alto impacto a los contenidos de P. La mayor parte del P en los ecosistemas terrestres se localiza en el suelo, su contenido se encuentra principalmente de forma orgánica. La principal fuente de compuestos orgánicos de P la constituyen los residuos de plantas, animales y microorganismos, que liberan compuestos como ácidos nucleicos, fosfolípidos y ésteres, lo que representa entre un 30 y un 60% del P total. Por lo tanto, cualquier cambio que represente la perdida de MO significa una disminución en los contenidos de P, aunque a diferencia del N, el P mineralizado no se considera una perdida, esto debido a este se puede adsorber por los minerales del suelo, dependiendo del pH y de la mineralogía edáfica (Cerón y Aristizábal, 2012).

Conclusiones

La quema de la paja de trigo tiene repercusiones de carácter ambiental en la región del Valle de Mexicali, Baja California, debido a las emisiones de gases de efecto invernadero que se producen por la combustión, y de carácter productivo, por la afectación negativa de los contenidos de la MO edáfica. La reducción de los contenidos de MO después de la quema de la paja de trigo, se expresa en una reducción en los contenidos de CO y de P mineral (PO_4^-), mientras que el pH es una variable edáfica que no sufre cambios drásticos después de dicha práctica agrícola. El incremento de la temperatura superficial durante la quema agrícola, acelera los procesos de mineralización de la MO que significan la pérdida de C y la liberación de P que, aunque no se considera una perdida, sí tiene repercusiones en los procesos de liberación e inmovilización de este elemento nutrimental.

Literatura citada

Becerril-Piña, R., E. González-Sosa, C. Mastachi-Loza, C. Díaz-Delgado, N.M. Ramos-Salinas. 2014. Estimación de carbono aéreo en zona semiárida. Ecosistemas y Recursos Agropecuarios 19:9-18.

Cerón, R. L.E. and Aristizábal, G. F. A. 2012. Dinámica del ciclo del nitrógeno y fósforo en suelos. Revista Colombiana de Biotecnología 14: 285-295.

Certini, G. 2005. Effects of fire on properties of forest soils: a review. Oecologia 143: 1-10.

Coronado, M. A., G. Montero, C. García, A. Pérez-Sánchez. y L. Pérez-Pelayo. 2012. Emisiones de las quemas de paja de trigo en el Valle de Mexicali, 1987-2010. Revista Internacional de Contaminación Ambiental 28 Sup. (1): 117-124.

García, E., 1985, Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köeppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana): Distrito Federal, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, 98 p.

Giovannini, G., Lucchesi, S. and Giachetti, M. 1988. Effect of heating on some physical and chemical parameters related to soil aggregation and erodibility. Soil Science 146: 255-261.

Granged, A. J., Zavala, L. M., Jordán, A. and Bárcenas-Moreno, G. 2011. Post-fire evolution of soil properties and vegetation cover in a Mediterranean heathland after experimental burning: A 3-year study. Geoderma 164: 85-94.

Medina-Méndez, V., H. Volke-Haller, H., A. Galvis-Spínola and J., González-Ríos. 2009. Propiedades químicas de un Luvisol después de la conversión del bosque a la agricultura en Campeche, México. Agronomía Mesoamericana, 20(2): 217-235.

Pereira, P., Cerdá, A., Úbeda, X., Mataix-Solera, J., Martin, D., Jordán, A. and Burguet, M. 2013. Spatial models for monitoring the spatio-temporal evolution of ashes after fire-a case study of a burnt grassland in Lithuania.Solid Earth 4: 153-165. doi:10.5194/se-4-153-2013

Servicio Metereológico Nacional, 2018, Información climatológica por estado: Distrito Federal, México, actualizado, disponible en <http://smn.cna.gob.mx/es/informacion-climatologica-ver-estado?estado=bc>, consultado 8 de octubre de 2018.

7.12. Acumulación de COS en sistemas de producción cereal-cereal con prácticas de agricultura de conservación en *Vertisoles* de Guanajuato

Báez-Pérez Aurelio[1]; Limón-Ortega Agustín[2]; Zamora-Morales Bertha Patricia[3] y Tinoco-Paramo Cecilia[4]

[1]Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias. Campo Experimental Bajío. Carretera Celaya-San Miguel de Allende, km 6.5. Celaya, Guanajuato, México.
[2]Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias. Campo Experimental del Valle de México. Carretera los Reyes-Texcoco, km 13.5. Coatlinchán, Texcoco, Estado de México.
[3]Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias. CENID-COMEF, Av. Progreso 96, Santa Catarina, Coyoacán, CDMX, México.
Autor para correspondencia: baez.aurelio@inifap.gob.mx

Resumen

Los *Vertisoles* en el estado de Guanajuato tienen un alto potencial para la producción de cereales y hortalizas, y cubren 41% de su superficie. Sin embrago, la agricultura intensiva ha ocasionado un severo deterioro de los mismos. Las prácticas de agricultura de conservación surgen como una alternativa para aumentar las reservas de carbono orgánico del suelo (COS) y mejorar su fertilidad. El presente estudió tuvo como objetivo evaluar la acumulación de COS por efecto de las prácticas de agricultura de conservación, en vertisoles cultivados por más de 30 años con este sistema de cultivo. El trabajo se desarrolló en el municipio de Valle de Santiago en el Centro de Desarrollo Tecnológico Villadiego. Desde que se implementó el sistema de producción en 1988, se ha establecido durante primavera-verano maíz o sorgo, y en otoño-invierno trigo o cebada con la adición de todos los de residuos de cosecha en la superficie del suelo en forma de mantillo y con mínima remoción del suelo. Se recolectaron muestras de suelo a los en parcelas con 0, 3, 11, 24 y 30 años de cultivo en los primeros 30 cm de profundidad. Los resultados mostraron que el COS aumentó en función del tiempo de cultivo, con una tendencia polinómica (R^2=0.99). En año cero se estimó 0.72% de COS, y hasta 2.67% después de 30 años de cultivo. La tasa de acumulación de este elemento en el suelo, de acuerdo con estos resultados, fue de 1.57 t ha^{-1} $año^{-1}$ de COS. Se estimó que anualmente se adicionaron en la superficie del suelo alrededor de 20 t ha^{-1} de residuos de cosecha (maíz o sorgo + trigo o cebada), por lo cual la tasa de acumulación en el suelo puede considerarse baja. El aumento en las reservas de este elemento modificó el pH del suelo de alcalino a ligeramente ácido, y la densidad aparente de 1.30 a 0.95, lo que evidencia una mayor porosidad y permeabilidad.

Palabras clave: *labranza de conservación; secuestro de carbono; cereales.*

Abstract

Vertisols in the state of Guanajuato have a high potential for the production of cereals and vegetables, and cover 41% of its surface. However, intensive agriculture has caused a severe deterioration of them. Conservation agriculture practices emerge as an alternative to increase soil organic carbon (SOC) reserves and improve its fertility. The present study aimed to evaluate the accumulation of SOC as a result of conservation agriculture practices, in vertisols cultivated for more than 30 years with this cultivation system. The work was developed in the municipality of Valle de Santiago at the Villadiego Technological Development Center. Since the production system was implemented in 1988, corn or sorghum has been established during spring-summer, and wheat or barley in autumn-winter with the addition of all crop residues on the soil surface in the form of mulch and with minimal soil removal. Soil samples were collected from plots with 0, 3, 11, 24 and 30 years of cultivation in the first 30 cm of depth.

The results showed that COS increased as a function of cultivation time, with a polynomial trend (R^2=0.99). In year zero, 0.72% COS was estimated, and up to 2.67% after 30 years of cultivation. The accumulation rate of this element in the soil, according to these results, was 1.57 t ha^{-1} $year^{-1}$ of COS. It was estimated that about 20 t ha^{-1} of crop residues (corn or sorghum + wheat or barley) were added annually to the soil surface, therefore the accumulation rate in the soil can be considered low. The increase in the reserves of this element modified the pH of the soil from alkaline to slightly acidic, and the apparent density from 1.30 to 0.95, which shows greater porosity and permeability.

Key words: *no-till; carbon sequestration; cereals*

Introducción

En la agricultura moderna es evidente una tendencia hacia una maximización en la productividad de las especies agrícolas; sin embargo, sin la precaución de preservar el ambiente, por lo cual el deterioro de los recursos naturales es un problema de grandes dimensiones. El deterioro de los suelos requiere de especial atención, porque va en detrimento de la producción de alimentos para una población creciente. En los últimos años para contrarrestar dicha problemática ha surgido el enfoque de sostenibilidad, es decir, maximizar la productividad de los cultivos con la premisa fundamental de preservar los recursos naturales (Arreola-Tostado *et al*., 2006). Las prácticas de agricultura conservacionista surgen como una opción viable para ese propósito. Éstas se enfocan principalmente en la mínima remoción del suelo, la adición de los residuos de cosecha en forma de mantillo en la superficie del suelo y la diversificación de cultivos (Galena *et al*., 1999). La agricultura de conservación es un sistema de siembra que emula el funcionamiento de los ecosistemas terrestres con vegetación permanente, por lo cual considera la continua adición de residuos de cosecha en la superficie del suelo para proporcionar el horizonte orgánico que conserva la humedad, propicia la biodiversidad de microorganismos, disponibilidad de nutrimentos y acumulación de carbono (COS) elemento clave para la fertilidad del suelo. Diversos estudios han mostrado que las prácticas de agricultura de conservación mejoran substancialmente las características físicas, químicas y biológicas de los suelos deteriorados (Báez *et al*., 2017; Fuentes *et al*., 2012), con lo cual aumenta el potencial de rendimiento de los cultivos y la acumulación de COS.

El objetivo de este trabajo fue evaluar la acumulación de COS por efecto de las prácticas agricultura de conservación en vertisoles cultivados por más de 30 años con este sistema de cultivo.

Materiales y Métodos

Área de estudio

El estudio se llevó a cabo en el Centro de Desarrollo Tecnológico Villadiego, el cual se ubica en el municipio de Valle de Santiago, Guanajuato a los 20°23'31" de latitud norte y 101°11'21" longitud oeste, a 1723 m s. n. m. (Figura 1). El clima predominante de la región, según García, (1984), es (A)C(Wo)(w)a(e)g, cálido templado subhúmedo, con lluvias en verano y menos del 5% en invierno; temperatura media anual de 19.4 °C, temperatura media del mes más frío entre 5 y 24 °C, y del mes más caliente entre 14 y 28 °C. La precipitación media anual es de 656.1 mm, con periodo de lluvias de junio a octubre y periodo de heladas de octubre a marzo.

Descripción del suelo

El suelo corresponde a un *Vertisol dístrico* (Ramírez-Barrientos *et al*., 2000), obscuro, profundo (> 1 m) con un contenido de arcilla de 50 a 65% y de limo de 25 a 35%. Se cultiva la rotación cereal-cereal: en primavera-verano maíz y en otoño-invierno trigo. Desde 1988, se implementaron prácticas de

agricultura de conservación con la adición de todos los residuos de cosecha en forma de mantillo, y la mínima remoción del suelo.

Figura 1. Localización del área de estudio.

Metodología

Se recolectaron muestras de suelo compuestas por 10 sub- muestras con una barrena de acero inoxidable, a una profundidad de 0-30 cm. El muestreo se hizo de forma aleatoria para cada una de las muestras. Estas se secaron a temperatura ambiente y a la sombra y posteriormente se pasaron por un tamiz de malla de 2 mm. Se evaluó en campo la densidad aparente por el método del cilindro y en laboratorio el pH en agua relación 1:2 y el contenido de carbono orgánico, mediante el método de Walkley y Black, ambos descritos por Jackson (1976). Aunque la parcela se viene cultivando de manera continua con prácticas de agricultura de conservación desde 1988 a la actualidad, se contó con información al respecto sólo durante los años 0, 6, 11, 24 y 30, suficiente para tratar de evaluar la evolución de la densidad aparente el pH y la tasa de acumulación de COS.

Resultados y Discusión

Densidad aparente

La densidad aparente que tuvo el suelo al inicio de la implementación de las prácticas de agricultura de conservación fue de 1.3 g cm^{-3}, que indica que hubo un mediano grado de compactación, considerando que se trata de un suelo *Vertisol* con más de 50% de arcilla en su composición mecánica. Después de 30 años de cultivo con el sistema de producción agrícola señalado la densidad aparente disminuyó por debajo de 1.0 en los primeros 30 cm de profundidad (Figura 2). El cambio en función del tiempo de cultivo se ajustó a un modelo estadístico polinómico (R^2=0.99). Se observó que la diferencia que hubo del inicio al final fue de 0.35 unidades, es decir, que fue lento y paulatino, pero substancial en el mejoramiento de las características físicas del suelo, que influye necesariamente en una mayor permeabilidad y aireación.

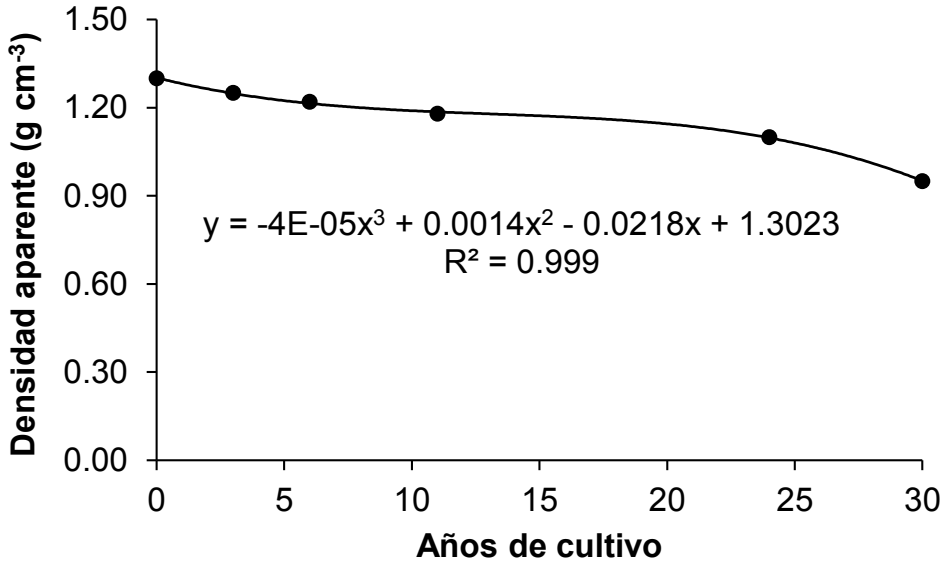

Figura 2. Relación entre densidad aparente y años de cultivo con implementación de prácticas de agricultura de conservación.

pH del suelo

La evolución del pH del suelo por efecto de las prácticas de agricultura de conservación (AC), después de 30 años de cultivo, mostró una disminución paulatina en función de los años de cultivo, con una tendencia polinómica (R2=0.99) (Figura 3). Lo anterior significa que la alcalinidad que presentó el suelo al inicio de las prácticas de agricultura de conservación fue neutralizada por el sistema de producción, que implica adición de grandes cantidades de residuos de cosecha en la superficie del suelo. Galeana-Cruz *et al*., (1998) mencionan que el aumento en las reservas de materia orgánica (MO) que se adiciona al suelo, como parte de las prácticas de agricultura de conservación, es el componente que influye mayormente en este parámetro. Sin embrago, el uso de fertilizantes con efecto alcalino y el agua de riego con alta concentración de Na, pueden ser fuentes de aporte constante de sales en el suelo.

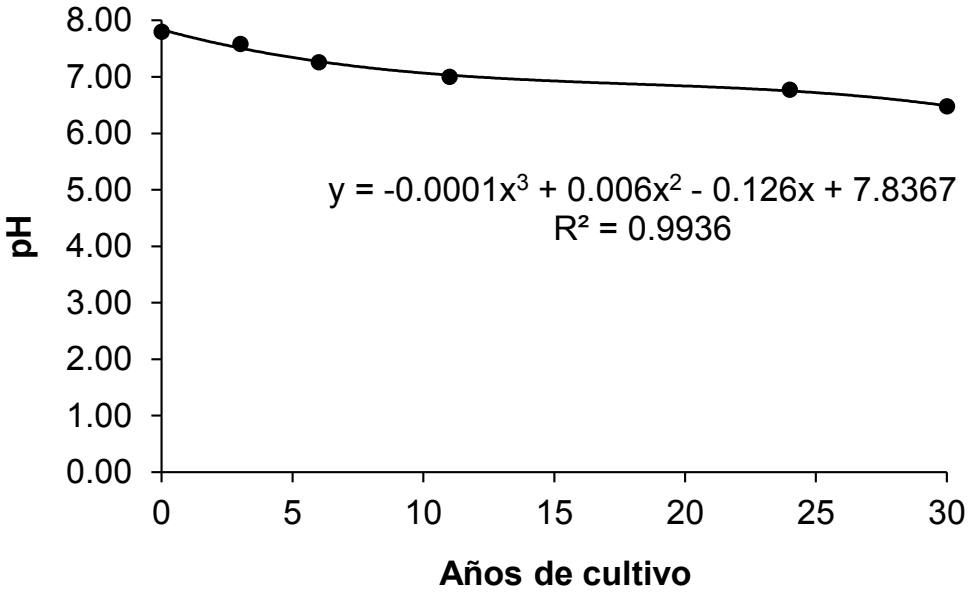

Figura 3. Relación entre pH del suelo y tiempo de cultivo con prácticas de agricultura de conservación.

Acumulación de COS

La acumulación de COS por efecto de las prácticas de la agricultura de conservación siguió una tendencia ascendente en función de los años de cultivo con este sistema de producción (Figura 4). La tasa de acumulación de COS, de acuerdo con estos resultados, fue de 1.57 t de COS ha^{-1} $año^{-1}$. Se estimó que la cantidad esquilmos agrícolas que se dejaron en la superficie del suelo, después de cada ciclo de cultivo fue: en otoño-invierno entre 5 y 6 t ha^{-1} de residuos de trigo y en primavera-verano entre 12 y 15 t ha^{-1} de residuos de maíz, es decir, entre 17 y 21 t ha^{-1} $año^{-1}$ de residuos de cosecha cada año. Esta tasa de acumulación de COS coincide con lo que reportan Follett *et al*. (2005) y Bravo-Garza y Bryan (2005) en estudios que efectuaron para evaluar la dinámica de este elemento en suelos vertisoles en México.

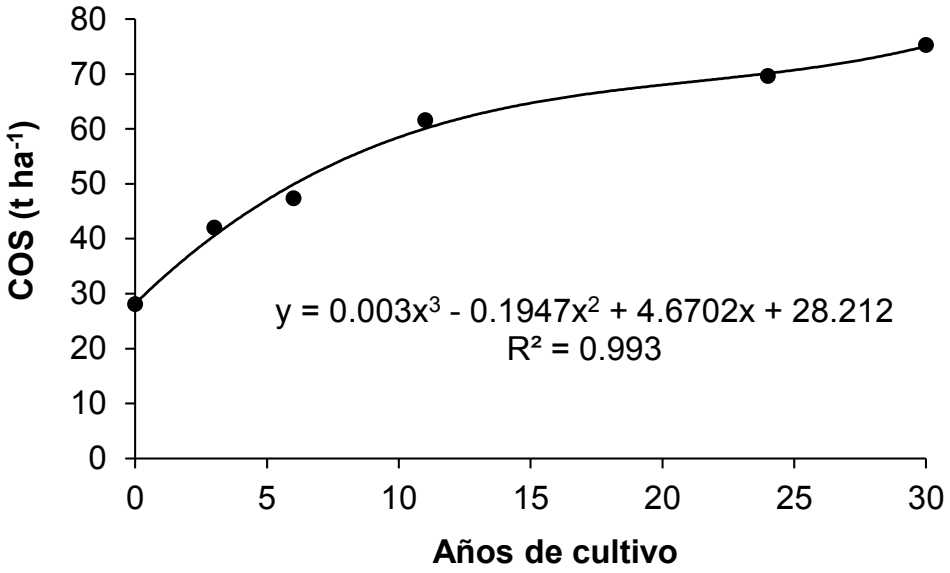

Figura 4. Relación entre COS y tiempo de cultivo con prácticas de agricultura de conservación.

Aun cuando la acumulación de COS se relaciona con la cantidad de residuos de cosecha que se han adicionado con el tiempo de cultivo, la cantidad de C secuestrado en el suelo puede considerarse limitada. La acumulación del COS en el suelo ocurre cuando los ingresos (residuos orgánicos) son mayores que las pérdidas (erosión, mineralización, lixiviación) (Lal, 2004). Báez-Pérez *et al.* (2011), concluyeron en un estudio que realizaron en suelos vertisoles del Bajío, que la tasa de emisión de CO_2 del suelo está en función de la humedad retenida en éste y del contenido de COS. Por lo cual los suelos sometidos a agricultura de conservación tienen mayor contenido de materia orgánica que es potencialmente mineralizable, en comparación con los suelos donde no se practica, por lo que hay una mayor cantidad de emisiones de CO_2. En los sistemas de producción agrícola con labranza tradicional, en suelos vertisoles del valle Morelia-Queréndaro, la cantidad de residuos de cosecha que se incorporan al suelo suman de 1 a 2 t ha^{-1} $año^{-1}$, y su humedad volumétrica en los primeros 30 cm de profundidad, durante primavera-verano, puede variar desde 12% en época seca, hasta alrededor de 42% en época húmeda, con una emisión de CO_2 de 0.2 a 1.2 g m^{-2} hr^{-1}, respectivamente. En los sistemas de producción con prácticas de agricultura de conservación la humedad volumétrica fluctúa entre 20 y 52% y las emisiones de CO_2, en el mismo sentido, de 0.4 a 2.6 g m^{-2} hr^{-1}. Lo anterior evidencia que, aun cuando existe un ingreso constante de materia orgánica en los sistemas de producción con prácticas de agricultura de conservación, la tasa de emisiones de CO_2 también es mayor, por lo cual la acumulación de COS también puede ser limitada. Lograr que la tasa de acumulación de COS sea mayor que la tasa de pérdida del mismo, requiere de otras estrategias adicionales además de la adición o incorporación de residuos orgánicos en suelo. El

empleo de cultivos de amplia cobertura vegetal y la rotación de cultivos podrían constituir alternativas adicionales para disminuir las pérdidas de COS por efecto de la mineralización y erosión.

Con base en estos resultados se estima que el COS que se acumuló en los primeros 30 cm de profundidad, después de 30 años continuos con prácticas de agricultura de conservación fue de 42.7 t ha^{-1}, es decir, un promedio de 1.57 t ha^{-1} $año^{-1}$. La línea base que representó el suelo deteriorado antes de la implementación de este sistema de producción fue de 28.8 t ha^{-1}. Se observó que entre los años 11 y 24 años de cultivo el incremento fue más tenue. Esto se explica, en parte, por la densidad aparente, la cual, si disminuyó aún más, después de 24 años de cultivo con las prácticas de agricultura de conservación. Al ser esta menor hay menor compactación, pero también menor cantidad de COS por cm^3; sin embargo, hay mayor porosidad, la cual es una característica deseable en los suelos, ya que influye en la permeabilidad y aireación del suelo. En año once la DA fue 1.18, y en el año 30 ésta fue de 0.95. Las prácticas de agricultura de conservación influyeron en la acumulación de COS.

Conclusiones

La práctica de agricultura de conservación con adición de todos los residuos de cosecha en la superficie del suelo en forma de mantillo y rotación de cultivos maíz-trigo, a lo largo de 30 años cultivo, disminuyó el pH de alcalino a ligeramente ácido, disminuyó la compactación del suelo con un valor de densidad aparente inferior a 1 g cm^3 y aumentó la acumulación de COS de 28.1 t ha^{-1} a 75.2 t ha^{-1}, con una tasa de acumulación promedio de 1.57 t ha^{-1} $año^{-1}$.

Agradecimientos

Al Centro de Desarrollo Tecnológico de Villadiego por la información proporcionada y facilidades otorgadas para la realización de este trabajo.

Literatura citada

Arreola-Tosarado, J.M., M. Hernández- Martínez., R. García –Silva., J.L. Pons-Hernández y L.E: Fregoso-Tirado.2006. Labranza de conservación. Alternativa tecnológica para darle sostenibilidad al sistema de producción de granos de Guanajuato. Ideas CONCYTEG núm.15. Guanajuato. pp. 1.-15.

Báez-Pérez, A. E. Huerta-Martínez, J. Velázquez-García y M.A. Bautista-Cruz. 2011. Acumulación y flujo de carbono en vertisoles cultivados en labranza de conservación. In: Estado actual del conocimiento del ciclo del carbono y sus interacciones en México. (Paz, F. y R.M. Cuevas eds.). Síntesis a 2011 del Programa Mexicano del Carbono. Instituto Nacional de Ecología. México. D.F. pp: 204-2011.

Báez Pérez, A., A. Limón Ortega, L. González Molina, C. E. Ramírez Barrientos y A. BautistaCruz. 2017. Efecto de las prácticas de agricultura de conservación en algunas propiedades químicas de los Vertisoles. Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas 8:759-772.

Bravo-Garza, M.R, and R. B. Bryan. 2005. Soil Properties along Cultivation and Fallow Time Sequences on Vertisols in Northeastern Mexico. Soil Science Society of America Journal 69:473–481.

Fuentes, M., C. Hidalgo, J. Etchevers, F- De León, A. Guerrero, Luc Dendooven, N. Verhulst y Bram Govaerts. 2012. Conservation agriculture, increased organic carbon in the top-soil macro-aggregates and reduced soil CO_2 emissions. Plant Soil 355:183–197.

Follett, R. F.; J. Z. Castellanos; E. D. Buenger. 2005. Carbon dynamics and sequestration in an irrigated Vertisol in Central Mexico. Soil and Tillage Research 83:148–158.

Galeana, M., A; Trinidad; S, N.E. García; Román, C. 1999. Labranza de conservación y fertilización en el rendimiento de maíz y su efecto en el suelo. Terra Latinoamericana 17:325-335.

García, E. 1984. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köpen. Universidad Nacional Autónoma de México. México D.F., 16-21 pp.

Jackson, M. L. 1976. Análisis químico de suelos. 3ra edición. Traducción al español por Martínez, J. B. Omega. Barcelona, España. 282-283 pp.

Lal, R. 1989. Conservation tillage for sustainable agriculture; Tropics versus temperature environment. Adv. Agron. 42. pp 85-187

Ramírez-Barrientos, C.E., B. Figueroa-Sandoval, V.M. Ordaz-Chaparro y V.H. Volke-Haller. 2000. Efecto del sistema de labranza cero en un Vertisol. Terra Latinoamericana 24: 109-118.

PMC
Programa Mexicano del Carbono
Red Temática del CONACYT

Universidad Autónoma Metropolitana
Casa abierta al tiempo
Unidad Xochimilco

XI Simposio Internacional del Carbono en México

XOCHIMILCO, CDMX · 2020

Stanford | México Clean Economy 2050

The Ocean Foundation

INECC
Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático

The Nature Conservancy
México

CONACYT
Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología

Gobierno del Estado de México

PROBOSQUE
Estado de México

EDOMÉX
DECISIONES FIRMES, RESULTADOS FUERTES.