# Estado Actual del Conocimiento del CICLO del CARBONO y sus Interacciones en México: Síntesis

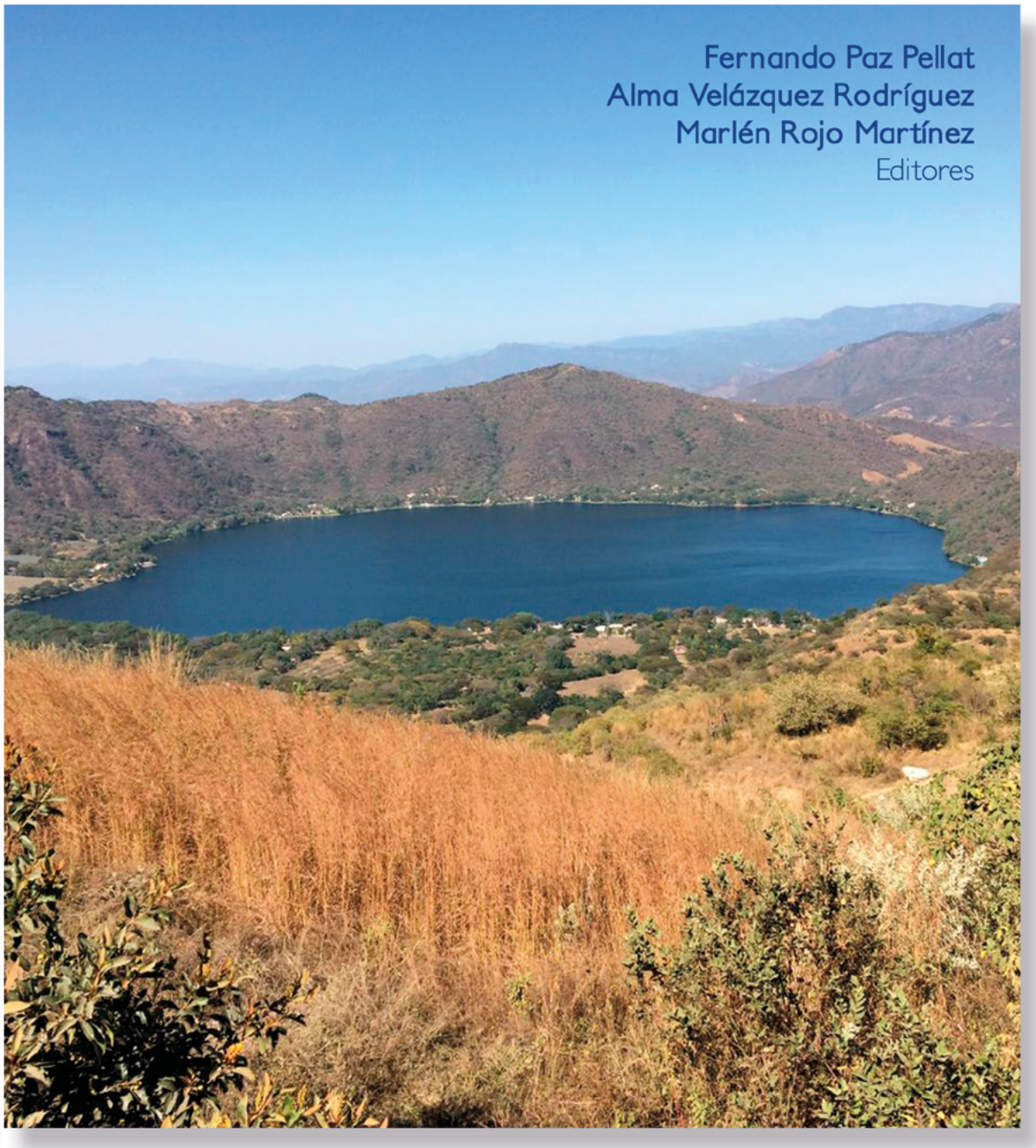
Programa Mexicano del Carbono

2019

Volumen 1

Número 1

Año 1



Fernando Paz Pellat
Alma Velázquez Rodríguez
Marlén Rojo Martínez
Editores

PMC
Programa Mexicano del Carbono
Red Temática del CONACYT

PMC

Programa Mexicano del Carbono

Red Temática del *CONACYT*

ESTADO ACTUAL DEL CONOCIMIENTO DEL CICLO DEL CARBONO Y SUS INTERACCIONES EN MEXICO: SINTESIS A 2019, año 1, No. 1, enero - diciembre de 2019. 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, enero de 2020.

Queda prohibida la reproducción total o parcial de los contenidos e imágenes de la publicación sin previa autorización del Programa Mexicano del Carbono, A.C.

# Estado Actual del Conocimiento del CICLO del CARBONO y sus Interacciones en México: Síntesis

## Comité Editorial


| | |
|---|---|
| Dra. Alma Velázquez Rodríguez | Editora en Jefe |
| Dr. Fernando Paz Pellat | Co-Editor |
| Ing. Marlén Rojo Martínez | Editor de Estilo |
| C.G. Oscar Velázquez Rodríguez | Editor de Maquetación |

## Coordinación Editorial

| | |
|---|---|
| Alma Velázquez | Coordinador del proceso de Arbitraje |
| Oscar Velázquez | Coordinador de Diseño |
| Cristopher Escalera | Web master y Soporte técnico |



Tepic, Nayarit 2019

Programa Mexicano del Carbono (PMC)
Centro Nayarita de Innovación y Transferencia de Tecnología (CENITT)
Universidad Autónoma de Nayarit (UAN)
Consejo de Ciencia y Tecnología del Estado de Nayarit (COCYTEN)
Stanford University-México Economía Limpia 2050-USAID

# Consejo Editorial

Dr. Ben de Jong
El Colegio de la Frontera Sur, México.

Dr. Felipe García Oliva
Universidad Nacional Autónoma de México, México.

Dra. Georgina C. Sandoval Fabián
Centro de Investigación y Asistencia en Tecnología y Diseño del Estado de Jalisco, A.C., México

Dr. Guillermo Jiménez Ferrer
El Colegio de la Frontera Sur, México.

Dr. J. Martín Hernández Ayón
Universidad Autónoma de Baja California, México.

Dr. Jaime Garatuza Payán
Instituto Tecnológico de Sonora, México.

Dr. Jorge D. Etchevers Barra
Colegio de Postgraduados, México.

Dr. Jorge Herrera Silveira
Instituto Politécnico Nacional, México.

Dra. Mariela Fuentes Ponce
Universidad Autónoma Metropolitana, México.

# Consejo Editorial

Dr. Mario G. Manzano Camarillo
Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey, México.

Dr. Omar R. Masera Cerutti
Universidad Nacional Autónoma de México, México.

Dr. Oscar L. Briones Villarreal
Instituto de Ecología, A.C., México.

Dr. Ramón Sosa Ávalos
Universidad de Colima, México.

Dr. Tulio Arredondo Moreno
Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., México.

Dr. Christian Prat
Institut de Recherche pour le Développement, Francia.

Dr. Juan F. Gallardo Lancho
Consejo Superior de Investigación Científica, España.

Dr. Rodrigo Vargas
University of Delawere, U.S.A.

# Índice de Revisores

**Oyolsi Nájera González**
Universidad Autónoma de Nayarit

**Irán Bojórquez Serrano**
Universidad Autónoma de Nayarit

**Álvaro Can Chulim**
Universidad Autónoma de Nayarit

**Rocío Vega Frutis**
Universidad Autónoma de Nayarit

**Juan Pablo Rivera Caicedo**
Universidad Autónoma de Nayarit

**Martín Bolaños González**
Colegio de Postgraduados

**Oscar Briones Villarreal**
Instituto de Ecología, A. C.

**Ben de Jong**
El Colegio de la Frontera Sur

**Mariela Fuentes Ponce**
Universidad Autónoma Metropolitana

**Vinisa Saynes**
Colegio de Postgraduados

**Carlos Alberto Romero Bañuelos**
Universidad Autónoma de Nayarit

**Oscar Hernández Almeida**
Universidad Autónoma de Nayarit

**Emilio Inda Díaz**
Universidad Autónoma de Nayarit

**J. Martín Hernández Ayón**
Universidad Autónoma de Baja California

**Ramón Sosa Avalos**
Universidad de Colima

**Jorge Alfredo Herrera Silveira**
Centro de Investigación y de Estudios Avanzados, Unidad Mérida, Instituto Politécnico Nacional

**Luis Calderón Aguilera**
Centro de Investigaciones Científicas y de Educación Superior de Ensenada

**José Rubén Lara Lara**
Centro de Investigaciones Científicas y de Educación Superior de Ensenada

**Jushiro Cepeda Morales**
Universidad Autónoma de Nayarit

**Mario Manzano Camarillo**
Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey

**Fernando Paz Pellat**
Colegio de Postgraduados

**Antoine Libert Amico**
Center for International Forestry Research

**María Esther Cruz Colín**
Universidad Autónoma de Baja California

**Georgina Sandoval Fabián**
Centro de Investigación y Asistencia en Tecnología y Diseño del Estado de Jalisco, A. C.

**Omar Macera Cerutti**
Universidad Nacional Autónoma de México

**Jaime Garatuza Payán**
Instituto Tecnológico de Sonora

**Enrico Arturo Yépez González**
Instituto Tecnológico de Sonora

**Josué Delgado Balbuena**
Instituto Tecnológico de Sonora

**Tulio Arredondo**
Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica

# Prólogo

El Programa Mexicano del Carbono (PMC) desde el 2005 coordina a nivel nacional los esfuerzos de investigación relacionados con el ciclo del carbono en México. Uno de los objetivos planteados por el PMC, es generar conocimiento oportuno y sistemático de los flujos y reservorios dentro del ciclo del carbono en los ecosistemas acuáticos (agenda azul), terrestres (agenda verde), atmósfera-dimensión social-bioenergía (agenda gris). Como cada año el PMC desde su formación, se ha dado a la tarea de elaborar la Síntesis Nacional del 2019. Esta obra representa el esfuerzo conjunto realizado por científicos, tanto nacionales como extranjeros, para impulsar la investigación y conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México. Durante el Decimo Simposio Internacional del Carbono en México se presentaron más de 70 contribuciones en las diversas áreas temáticas que conforman el Comité Científico: Ecosistemas Terrestres, Ecosistemas Acuáticos, Atmósfera, Dimensión Social, Bioenergía y Sistemas Humanos. En esta ocasión, el evento tuvo lugar en la Ciudad de Tepic, Nayarit, bajo el auspicio del Programa Mexicano del Carbono, la Universidad Autónoma de Nayarit, Centro Nayarita de Innovación y Transferencia de Tecnología, Consejo de Ciencia y Tecnología del Estado de Nayarit y Stanford University-México Economía Limpia 2050-USAID. En particular en este simposio se presentaron los diferentes capítulos que constituyen el Reporte"Estado del Ciclo del Carbono en México: Agenda Azul y Verde". Los trabajos expuestos del Primer Reporte en México, representan una contribución significativa a la difusión del conocimiento del ciclo del carbono y su efecto en el cambio climático. Además, el material expuesto, es un reflejo del estado del conocimiento actual del ciclo del carbono en los diferentes ecosistemas de México. En las exposiciones se mostró la variabilidad espacial y temporal del ciclo del carbono y los flujos en los distintos ecosistemas del país, lo que permite establecer el estado del conocimiento del ciclo del carbono, lo que falta por hacer y conocer sobre el ciclo a diferentes escalas.

Gracias a todos por su participación entusiasta; esperamos que esta publicación continúe siendo un aliciente 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: ECOSISTEMAS TERRESTRES 19

1.1 Estimación de la biomasa de coníferas en el municipio Tlahuapan: integrando inventarios forestales y modelos 21
*Linares-Fleites Gladys; González-Iturbe Omar A.; Tamariz-Flores José V.; Chávez-Bravo Edith y Barreiro-Zamorano Sergio M.*

1.2 Almacenamiento de carbono en biomasa de gramíneas de un matorral en Aguascalientes, México 27
*Díaz-Romo Abraham; Meraz-Jiménez Antonio de J.; Torres-González Jorge A.; Flores-Ancira Ernesto; López-Santos A.; Mendieta-Vázquez Araceli G.; Álvarez-Reyes José; Martínez-Calderón Víctor M. y Rodríguez Fernando R.*

1.3 Carbono almacenado en biomasa vegetal del policultivo tradicional de café en Huatusco, Veracruz 34
*Cantellano-Camilo Martín; Ayala-Montejo Diana; Valdés-Velarde Eduardo; Baca-Del Moral Julio; Ramírez-Ávila Itzel y Sánchez-Hernández Rufo*

1.4 Degradación edáfica y su influencia sobre la respiración de suelos áridos del Sureste de Coahuila 39
*Ayala-Niño Fernando; Juárez-Altamirano Rene; Guillén-Cruz Gabriela y Flores-Rentería Dulce*

1.5 Diseño experimental para emisiones de $CO_2$ del suelo mediante la cámara de flujo LI-COR LI-8100A 46
*López-Teloxa Leticia C.; Monterroso-Rivas Alejandro I.; Gómez-Díaz Jesús D. y Cruz-Sánchez Yadihra*

1.6 Contenido de Carbono, nitrógeno y materia orgánica del suelo en dos áreas forestales protegidas del Occidente de México 54
*Delgado-Rosas Irma Estela; Salcedo-Pérez Eduardo; Macías-Rodríguez Ramón; Zamora-Natera J. Francisco; Avilés-Marin Monica; Alejo-Santiago Gelacio; Valdéz-Velarde Eduardo y Sánchez-Hernández Rufo*

1.7 Ecuación para estimar biomasa aérea y contenido de carbono por componente arbóreo en *Quercus* spp. 60
*Navarro-Martínez José; López-López Miguel A.; Godinez-Jaimes Flaviano; Rosas-Acevedo José L.; Juárez-López Ana L. y Reyes-Umaña Maximino*

1.8 Abonamiento orgánico, disponibilidad nutrimental y diversidad micorrícica en un cromic Luvisols de Tabasco (Segunda parte) 67
*Sánchez-Hernández Rufo; Payró-De la Cruz Emeterio; López-Noverola Ulises; Estrada-Botello Maximino Antonio; Ramos-Reyes Rodimiro y Eduardo Salcedo Pérez*

1.9 Modelos de ecuaciones estructurales como herramienta para el análisis del intercambio de carbono del suelo 75
*Flores-Renteria Dulce*

1.10 Biomasa y carbono arbóreo aéreo del bosque templado con aprovechamiento de Santiago Comaltepec, Oaxaca, México 83
*Cortés-Pérez Melquiades; Leyva-Pablo Tania; Fuentes-Ponce Mariela H.; De León-González Fernando; Paz-Pellat Fernando y Santiago-García Wenceslao*

1.11 Metodología para el análisis espacial de calidad de agua de uso agronómico en ambientes rivereños: Un enfoque hacia nitratos 90
*Leal-Ponce Myriam; Corona-Romo Paola y Salas-Aguilar Víctor*

1.12 Contribución de la respiración de suelo a la respiración del ecosistema en un sitio de sucesión temprana del bosque tropical seco 98
*Vargas-Terminel Martha L.; Rojas-Robles Nidia E. ; Sandoval-Aguilar Maritza; Fong-López Liza; Rivera-Díaz Miguel A.; Garatuza-Payán Jaime y Yépez Enrico A.*

1.13 Componentes de la producción de hojarasca en un gradiente sucesional de un Bosque Tropical Seco del Noroeste de México 106
*Velez-Ruiz Ana M. y Yépez Enrico A.*

1.14 Sincrotrón: una poderosa herramienta tecnológica capaz de solucionar los problemas relacionados al Carbono en México 113
*Flores-Hernández Ma. de la Luz; Fonseca-Olvera Josué Gerardo y González-Reyes J. Roberto*

1.15 Calibración y validación de imágenes de temperatura del dosel en trigo (*Triticum durum*) obtenida con una cámara termal aérea mediante el empleo de una red densa de radiómetros infrarrojos 120
*García-Gámez Juan J.; Méndez-Barroso Luis A.; Garatuza-Payán Jaime y Yépez-Gonzalez Enrico A.*

1.16 Dinámica de crecimiento y captura de carbono de *Acacia cochliacantha* en la sucesión secundaria temprana del bosque tropical seco de Sonora 130
*Vázquez-Martínez A. Sophia; López-Castro Guillermo; Garatuza-Payan Jaime; Alvarez-Yépiz Juan C.; Sánchez-Mejía Zulia M. y Yépez Enrico A.*

1.17 Evaluación de tres sistemas de cultivo en la acumulación de carbono del suelo y emisiones de $CO_2$ en un Vertisol 136
*Báez-Pérez Aurelio; Grageda-Cabrera Oscar Arath y Olivares-Arreola Edgar Adrian*

1.18 Secuestro de carbono en terrenos cultivados con Agave azul (*Agave tequilana* Weber) en Arandas, Jalisco 147
*De La Mora-Orozco Celia; Vega-Ramírez Lucia M.; González-Acuña Irma J.; Martínez-Orozco Edgardo; Iñiguez-Gómez Samuel y Santiago-Olivares Norberto*

1.19 Carbono en la raíz de genotipos de maíz (*Zea mays* L.) en Nayarit, México 153
*Becerra-Zamorano Clen C.; González-Acuña Irma J.; Vidal-Martínez Víctor A.; De La Mora-Orozco C. y Balderas-Palacios Gerardo F.*

1.20 Contenido de carbono microbiano en una secuencia edafo-climática en el Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatépetl 159
*Torres-Domínguez Mitzi E.; Cruz-Flores Gerardo; López-López Alma B.; Valderrábano-Gómez Juan M. y Santiago-Aguilar Inysid*

1.21 Carbono orgánico de suelos y paleosuelos en la Reserva de la Biósfera los Volcanes 165
*Enciso-Jiménez César O.; Cruz-Flores Gerardo; Valderrábano-Gómez Juan M.; López-López Alma B. y Santiago-Aguilar Inyasid*

1.22 Dinámica y modelación del carbono en agregados de suelos asociados bosques infestados por muérdago enano 171
*Parsa-Retana Mayra; Velázquez-Rodríguez Alma S.; Endara-Agramont Angel R. y Paz-Pellat Fernando*

1.23 Estimación de la Captura de Carbono por Caña de Azúcar (*Saccharum officinarum*): caso de estudio 179
*Etchevers J. D.; Padilla Juliana; Rasgado Carlos e Hidalgo-Moreno Claudia*

1.24 Efectos potenciales en la productividad del cultivo del trigo en Valle del Yaqui bajo condiciones experimentales de cambio climático 191
*Yépez Enrico A.; Argentel-Marinez Leandris; Garatuza-Payan Jaime; Arredondo Tulio; Rivera-Díaz Miguel A.; Delgado-Balbuena Josué; Vega-Puga Masuly y Melendrez-Cardenas Flor G.*

1.25 Secuestro de carbono y uso de agua por espárrago (*Asparagus officinalis*) en el noroeste de México 197
*Rodriguez Julio C.; Viveros-Huerta Gonzalo; Lizárraga-Celaya Carlos; Ortega-Farías Samuel; Watts Christopher; Fuentes-Peñailillo Fernando; López-Avendaño Jesús E.; Yepez-González Enrico y Paz-Pellat Fernando*

## Capítulo 2: ECOSISTEMAS ACUÁTICOS 205

2.1 Almacenes de carbono orgánico aéreo en manglares de una reserva privada 207
*Pech-Cárdenas Mónica; Herrera-Silveira Jorge; Caamal-Sosa Juan; Zenteno-Díaz Karla; Pérez Oscar; Ortiz Antonio y Vicente-Mendoza Marcelo*

2.2 Implementación del programa de restauración coralina en el Parque Nacional Islas Marietas 213
*Rodríguez-Troncoso Alma P.; Cupul-Magaña Amílcar L. y Tortolero-Langarica José J. A.*

2.3 Nitrógeno-Fósforo en una presa hidroeléctrica del Altiplano Central 218
*López-Hernández Martín; Ramos-Espinosa Guadalupe y González-Farías Fernando*

2.4 Estimaciones del carbono celular de diatomeas y dinoflagelados en dos regiones del Golfo de México 224
*Sánchez-Robles Citlalli; Linacre Lorena; Mirabal-Gómez Uriel; Lara-Lara Rubén y Bazán-Guzmán Carmen*

2.5 Distribución espacial de carbono orgánico total y ópalo biogénico en la zona transicional del Pacífico mexicano 232
*Sánchez Alberto; Ortiz-Hernández Ma. Concepción y Balart Eduardo*

2.6 Cambio Climático Global-Calidad Ambiental-Biomasa Pesquera: Playa Colorada-Santa María-La Reforma, Sinaloa, México 239
*Ortiz-Gallarza Silvia Margarita; Romero-Beltrán Emilio; Cruz-Borrego Elizabeth; Romero-Correa Ahtziri y Osuna-Bernal Diego Armando*

2.7 Producción Primaria de la plataforma de Yucatán (sureste del Golfo de México) en el verano de 2016 250
*Aguilar-Trujillo Ana C.; Medina-Gómez Israel; Cruz-Trejo Giuliana I.; Juárez-Fonseca Miryam y Herrera-Silveira Jorge A.*

2.8 Almacenes de carbono en biomasa de pastos marinos de una laguna arrecifal y su relación con variables ambientales 257
*Mendoza-Martínez J. E.; Herrera-Silveira J. A; Morales-Ojeda S. M y Ramírez-Ramírez J.*

2.9 Dinámica del carbono orgánico particulado en dos lagos de alta montaña tropicales, El Sol y La Luna, Nevado de Toluca, en un lapso de 18 años 267
*Ibarra-Morales Diana; Alcocer Javier; Oseguera Luis A.; Rivera-Herrera Erika M.; Soria-Reinoso Ismael y Fernández Rocío*

2.10 Variabilidad espacial del sistema del $CO_2$ en Bahía de los Ángeles en condiciones de verano 275
*Uribe-López Alicia G.; Norzagaray-López C. Orión; Hernández-Ayón J. Martín; Valdivieso-Ojeda Jacob; Santander-Cruz Jonatan; Mejía-Trejo Adán; Martínez Luz y Chapa-Balcorta Cecilia*

2.11 Dinámica anual del carbono disuelto en un lago profundo, oligotrófico y tropical 284
*Cortés-Guzmán Daniela; Alcocer-Durand Javier; Cuevas-Lara Daniel y Oseguera-Pérez Luis A.*

2.12 Concentración y flujo de carbono orgánico a lo largo del río Usumacinta, México 292
*Soria-Reinoso Ismael; Alcocer Javier; Oseguera Luis A.; Cuevas-Lara Daniel y Cortés Daniela*

2.13 Consideraciones para el uso del isotopo estable $^{13}C$ en experimentos de Producción primaria en mares mexicanos 299
*Mercado-Santana J. A.; Lara-Lara J. Rubén; Bazán-Guzmán Carmen; Manuel Mariano; De la Cruz-Orozco Martin y Mirabal-Gómez Uriel*

2.14 Dinámica del sistema del carbono en la columna de agua en octubre 2018 en Punta Lobos, Sonora 308
*Flores-Trejo Lorena; Espinosa-Carreón T. Leticia; De la Cruz-Ruíz A. Itahi; Hernández-Ayón J. Martín y Chapa-Balcorta Cecilia*

2.15 Almacenes de carbono en Pastos marinos de la Reserva de la Biosfera “Los Petenes”, México 315
*Cota-Lucero T. C.; Mendoza-Martínez J. E. y Herrera-Silveira J. A.*

2.16 Impacto antrópico en la biomasa fitoplanctónica de lagos kársticos, Chiapas, México 322
*Rivera-Herrera Erika M.; Vargas-Sánchez Mariana; Alcocer Javier y Oseguera-Pérez Luis A.*

2.17 Dinámica del carbono inorgánico disuelto en dos lagos tropicales de alta montaña 329
*Jamet-Ardiles Ivan; Alcocer Javier; Ibarra-Morales Diana; Oseguera Luis A.; Cortés-Guzmán Daniela y Cuevas-Lara Daniel*

2.18 Distribución vertical de algunas variables del sistema de carbono Frente a Cabo Corrientes, Jalisco 336
*Espinosa-Carreón T. Leticia; Flores-Trejo Lorena; Morales-Urbina Pedro; Hernández-Ayón J. Martín; Hernández-Becerril David U.; Varona-Cordero Francisco y Cecilia Chapa-Balcorta*

2.19 Comportamiento de procesos biogeoquímicos entre periodos de estiaje y lluvias en una laguna costera subtropical del Golfo de California 342
*Medina-Galván J.; Padilla-Arredondo Gustavo; Osuna-Martínez Carmen C. y Arreola-Lizárraga José A.*

2.20 Almacenes de carbono aéreo en manglares de Cozumel: potencial contra el cambio climático 351
*Cinco-Castro Siuling; Herrera-Silveira Jorge A.; Caamal-Sosa Juan P.; Mendoza-Martínez Juan E.; Zenteno-Díaz Karla; Us-Balam Heimi; Pech-Poot Eunice; Erosa-Angulo Judith y Pérez-Martínez Oscar*

2.21 Flujos de $CO_2$ océano-atmósfera frente a la desembocadura del río Balsas, México (Pacífico tropical nororiental) 358
*De la Cruz-Ruiz A. Itahi; Espinosa-Carreón T. Leticia; Álvarez-Borrego Saúl; Coronado-Álvarez Lourdes; Flores-Trejo Lorena; Hernández-Ayón J. Martín; Chapa-Balcorta Cecilia y Hernández-Becerril David U.*

2.22 Carbono orgánico particulado fitoplanctónico de tres lagos urbanos hipereutróficos: Bosque de Chapultepec, Ciudad de México 364
*Fernández Rocío; Oseguera Luis A. y Alcocer Javier*

2.23 Estado trófico del estero El Soldado, Sonora, México 369
*Mata-Ángeles Jesús A.; Casillas-Hernández Ramón; Ruiz-Ruiz Thelma M. y Arreola-Lizárraga José A.*

2.24 Transporte de carbono inorgánico a lo largo del Río Usumacinta, SE México 375
*Cuevas-Lara Daniel; Alcocer Javier; Oseguera-Pérez Luis A.; Soria-Reinoso Ismael; Cortés-Guzmán Daniela; Merino-Ibarra Martín; Ramírez-Zierold Jorge y Díaz-Valenzuela Julio*

2.25 Parámetros fotosintéticos en las regiones de Perdido y Coatzacoalcos en el Golfo de México, durante invierno y primavera 2016 y verano 2018 382
*Lara-Lara J. R.; Mercado A.; de la Cruz M.; Bazán C.; Mirabal U.; Mariano M.; Linacre L. y Sánchez C.*

2.26 Producción fitoplanctónica en las regiones de Perdido y Coatzacoalcos del Golfo de México durante invierno y primavera 2016 y verano 2018 388
*Mirabal U.; Lara-Lara J. R.; Mercado A.; de la Cruz M.; Bazán C.; Mariano M.; Linacre L. y Sánchez C.*

2.27 Intensificación en el patrón estacional de la materia particulada en hundimiento en Cuenca Alfonso, Golfo de California, y el impacto del ciclón tropical "Lidia" 397
*Aguirre-Bahena Fernando; Lara-Lara Ruben; Pérez-Burguez Mara Y.; González-Rodríguez Eduardo y Ulloa-Todasky Nathalia*

2.28 Cambios en la química del Carbono Inorgánico Disuelto en ausencia y presencia de aguas caribeñas en el interior del Golfo de México 406
*Cervantes-Díaz G. Y.; Hernández-Ayón J. Martín; Zirino Alberto; Camacho-Ibar Víctor y Delgado Juan A.*

2.29 Estado de saturación del aragonita en la Plataforma de Yucatán, México 412
*Barranco-Servín Linda M.; Hernández-Ayón J. Martín; Aguilar-Trujillo Ana; Herrera-Silveira Jorge y Pech Daniel*

2.30 Carbono orgánico particulado en el pelagial oceánico, entre partículas envueltas por membranas e hidrogeles 418
*Valdés-Villaverde Paola J.; Almeda-Jauregui Cesar O. y Maske Helmut*

2.31 Variación temporal del pH y la temperatura en dos regiones coralinas de Bahías de Huatulco 425
*Chapa-Balcorta Cecilia; Pech Daniel; Hernández-Ayón José M.; López-Pérez Andrés y Calderón-Aguilera Luis E.*

2.32 Variación de temperatura superficial del mar y clorofila-a en costas del centro de Veracruz, México 432
*Chamlaty-Fayad Yusef E.; Cepeda-Morales Jushiro A. y Martínez-Serrano Ibiza*

2.33 Condiciones hidrográficas de la plataforma continental del límite norte del Pacífico Oriental Tropical Mexicano: 2017-2018 442
*Martinez-Lopez Anadely; Cepeda-Morales Jushiro C. A.; Inda-Díaz Emilio; Romero-Bañuelos Carlos; Soto-Mardonez Luis; Palomino-Hermosillo Yolotzin A. y Hernández-Almeida Oscar U.*

2.34 Validación del algoritmo $OC_2$ para LANDSAT 8 aplicado al Lago Cráter de Santa María del Oro, Nayarit 448
*Cortés-Macías Lizette Z.; Cepeda-Morales Jushiro C.; Rivera-Caicedo Juan P. y Hernández-Almeida Oscar U.*

2.35 Variabilidad temporal y espacial de los parámetros del sistema $CO_2$ en la Laguna de Cuyutlán, México 455
*Ruiz-Lizama Saúl A.; Sosa-Ávalos Ramón; Torres-Orozco Ernesto; Galicia-Pérez Marco A.; Quijano-Scheggia Sonia y Gaviño-Rodríguez Juan*

2.36 Estructura comunitaria de larvas de peces en diferentes ambientes marinos en la costa de Nayarit 463
*Paniagua-Herrera Javier; Inda-Díaz Emilio A.; Jimenez-Rosenberg S. P. A.; Romero-Bañuelos C. A. y Cepeda-Morales J.*

## Capítulo 3: BIOENERGÍA 469

3.1 Posibilidad de utilizar biogás de vertederos en celdas de combustible SOFC 471
*Alvarado-Flores José Juan; Ávalos-Rodríguez María Liliana; Rutiaga-Quiñones José Guadalupe; Espino-Valencia Jaime y Alcaraz-Vera Jorge Víctor*

3.2 El papel de los bioenergéticos en la mitigación de las emisiones de carbono 477
*Martínez-Bravo René D.*

## Capítulo 4: ATMÓSFERA 485

4.1 La Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos: mediciones continuas de $CO_2$ en zonas urbanas y Áreas Naturales Protegidas 487
*Grutter Michel; González-de Castillo Eugenia; Bezanilla Alejandro y Stremme Wolfgang*

4.2 Almacenes de carbono y emisiones de metano en humedales continentales urbanos en Xalapa Veracruz, México 494
*Hernández-Alarcón M. E.; Hernández-Osorio A. y Cruz-Zamora E. D.*

4.3 Emisión de $CO_2$ y $NH_3$ durante el compostaje de estiércol con adición de azufre 502
*Pérez-Vázquez Moisés; Salinas-Ruiz Joshafhat; Ferrera-Cerrato Ronald; Guerrero-Peña Armando y Velasco-Velasco Joel*

4.4 Estimación de emisiones de $CO_2$ en suelos forestales mediante la cámara de flujo LI-COR LI-8100A 509
*Cruz-Sánchez Yadihra; Monterroso-Rivas Alejandro I. y López-Teloxa Leticia C.*

4.5 Medición del contenido de carbono y emisión de $CO_2$ en suelos con diferentes usos de suelo, provenientes del Monte Tláloc 517
*Barrales-Brito Edgar; Paz-Pellat Fernando; Etchevers-Barra Jorge e Hidalgo-Moreno Claudia*

# CAPÍTULO 5: DIMENSIÓN SOCIAL 527

5.1 La legitimidad de la propiedad forestal y del carbono como un reto de REDD+ en México 529
*Ávalos-Rodríguez María Liliana; Borrego Armonía; Skutsch Margaret y Alvarado-Flores José Juan*

5.2 Alcances de la responsabilidad ambiental en el contexto de REDD+ en México 536
*Ávalos-Rodríguez María Liliana; Alvarado-Flores José Juan; Alcaraz-Vera Jorge Víctor; Rutiaga-Quiñones José Guadalupe y Espino-Valencia Jaime*

5.3 CABEMAS, avances y perspectivas del proyecto nacional 541
*Sánchez-Sánchez Cristóbal Daniel y Paz-Pellat Fernando*

# 1 Ecosistemas Terrestres

# 1.1. Estimación de la biomasa de coníferas en el municipio Tlahuapan: integrando inventarios forestales y modelos

**Linares-Fleites Gladys**[1,2]; González-Iturbe Omar A.[2]; Tamariz-Flores José V.[1, 2]; Chávez-Bravo Edith[2] y Barreiro-Zamorano Sergio M.[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

La creciente disponibilidad de datos de inventarios forestales nacionales está permitiendo entender mejor y predecir con mayor detalle los impactos del cambio climático sobre los ecosistemas. Integrando modelos alométricos publicados por el Programa Mexicano del Carbono con datos provenientes del Inventario Forestal de Puebla se realizaron estimaciones de la biomasa de bosques de coníferas en el municipio Tlahuapan. Entre los indicadores dasómetricos en bosques de coníferas, se encuentra el diámetro a la altura del pecho de estos árboles, cuyo rango oscila de un mínimo de 7.50 cm y un máximo de 50 cm. Con esta información se simuló 1000 muestras de diámetros, utilizando números aleatorios con distribución de probabilidad uniforme, lo que permitió estimar la biomasa en las especies presentes en el municipio a través de ecuaciones alométricas seleccionadas.

**Palabras clave:** *cambio climático*; *ecuaciones alométricas*; *muestreo no-destructivo*; *simulación.*

## Abstract

The increasing availability of data from national forest inventories is allowing us to better understand and predict in greater detail the impacts of climate change on ecosystems. Integrating allometric models published by the Mexican Carbon Program with data from the Puebla Forest Inventory, estimates of coniferous forest biomass were made in the Tlahuapan municipality. Among the dasometric indicators in coniferous forests, is the diameter at breast height of these trees, whose range ranges from a minimum of 7.50 cm and a maximum of 50 cm. With this information, 1000 samples of diameters were simulated, using random numbers with uniform probability distribution, which allowed estimating the biomass in the species present in the municipality through selected allometric equations.

**Key words:** *climate change*; *allometric equations*; *non-destructive sampling*; *simulation.*

## Introducción

La estimación de la biomasa de un bosque provee la información necesaria para poder estimar las emisiones y secuestro del dióxido de carbono ($CO_2$), que es uno de los gases de efecto invernadero que tiene relación con el calentamiento global y el cambio climático (Morfin-Ríos *et al*., 2015).

La biomasa de un árbol se puede entender como la suma de la cantidad de materia orgánica presente en las diferentes de partes que lo constituyen (hojas, ramas, tronco principal, corteza y raíces). En los árboles la biomasa está constituida hasta en un 50% de su totalidad por carbono, que se obtiene a partir del $CO_2$ disponible en la atmosfera. Debido a esta capacidad de los árboles para almacenar carbono en su biomasa, es que se empezó a tomar en cuenta a los ecosistemas forestales dentro de las estrategias de

mitigación al calentamiento global. Además, una vez que se estima la biomasa es fácil calcular la cantidad de carbono contenida en ella, dando la posibilidad de acceder a los pagos por servicios ambientales, cuya cantidad depende de la cantidad de carbono secuestrado (Carrillo-Anzures *et al*., 2016).

Las herramientas de modelización que fueron desarrolladas en los últimos años, combinadas con la elevada disponibilidad de datos provenientes de los inventarios forestales nacionales (García-Valdés y Morales-Castilla, 2016), fomentaron un espectacular desarrollo de nuestra capacidad para hacer estimaciones de la biomasa en ecosistemas forestales.

Un inventario forestal tiene como principal función proveer información sobre la cantidad, ubicación y la calidad de los recursos forestales y constituye una herramienta básica para la toma de decisiones como el manejo, aprovechamiento, conservación y restauración forestal. En este trabajo se utilizó información del Inventario Forestal Estatal y de Suelos (IFEyS) del estado Puebla (SEMARNAT y CONAFOR, 2014).

Los modelos alométricos son ecuaciones matemáticas que permiten estimar la biomasa de un árbol, en función de la dimensión de algunas de sus partes, tal como, el diámetro del tronco a la altura del pecho (DAP). La generación de modelos alométricos constituye hasta ahora, una herramienta básica y eficiente para estimar la biomasa aérea y el contenido de carbono de los árboles y, por ende, en los bosques. Debe resaltarse que los métodos alométricos permiten estimar la producción de biomasa en forma no destructiva. En México se dispone de una base de datos de 478 ecuaciones alométricas para estimar la biomasa de árboles y bosques de México (Rojas-García, *et al*., 2015) que se consultó en la realización de este trabajo.

En el estado de Puebla cerca de 40% de la superficie tiene características ecológicas para que se desarrollen bosques de coníferas. Estos bosques están compuestos por varios tipos de vegetación, caracterizados por especies arbóreas que dominan el paisaje, como: bosque de pino, bosque de táscate y bosque de oyamel, predominando el bosque de pino, el cual ocupa 69.1% de la superficie de esta formación.

El objetivo de este trabajo fue estimar la biomasa de los bosques de coníferas en el municipio Tlahuapan, en el estado de Puebla, integrando ecuaciones alométricas con datos simulados a partir de la información de los valores de las variables dasométricas provenientes del Inventario Forestal de Puebla, para las especies presentes en el municipio.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El área de estudio se localizó en el municipio Tlahuapan, estado de Puebla, situado en las coordenadas 19°14’ a 19°28’ de latitud Norte **y** 98°40’ de longitud Oeste, con una altitud de 2300 y 3500 m s.n.m. Este municipio limita al norte con el estado Tlaxcala y al suroeste con el estado de México (Figura 1).

### *Metodología*

La metodología que se empleó se basa en la estimación de la biomasa a través de un método indirecto que consiste en utilizar ecuaciones alométricas existentes en la literatura (Rojas-García, *et al*., 2015) y generar datos aleatorios según la información brindada por Inventario Estatal Forestal y de Suelos (IFEyS) del estado de Puebla, México (SEMARNAT y CONAFOR, 2014).

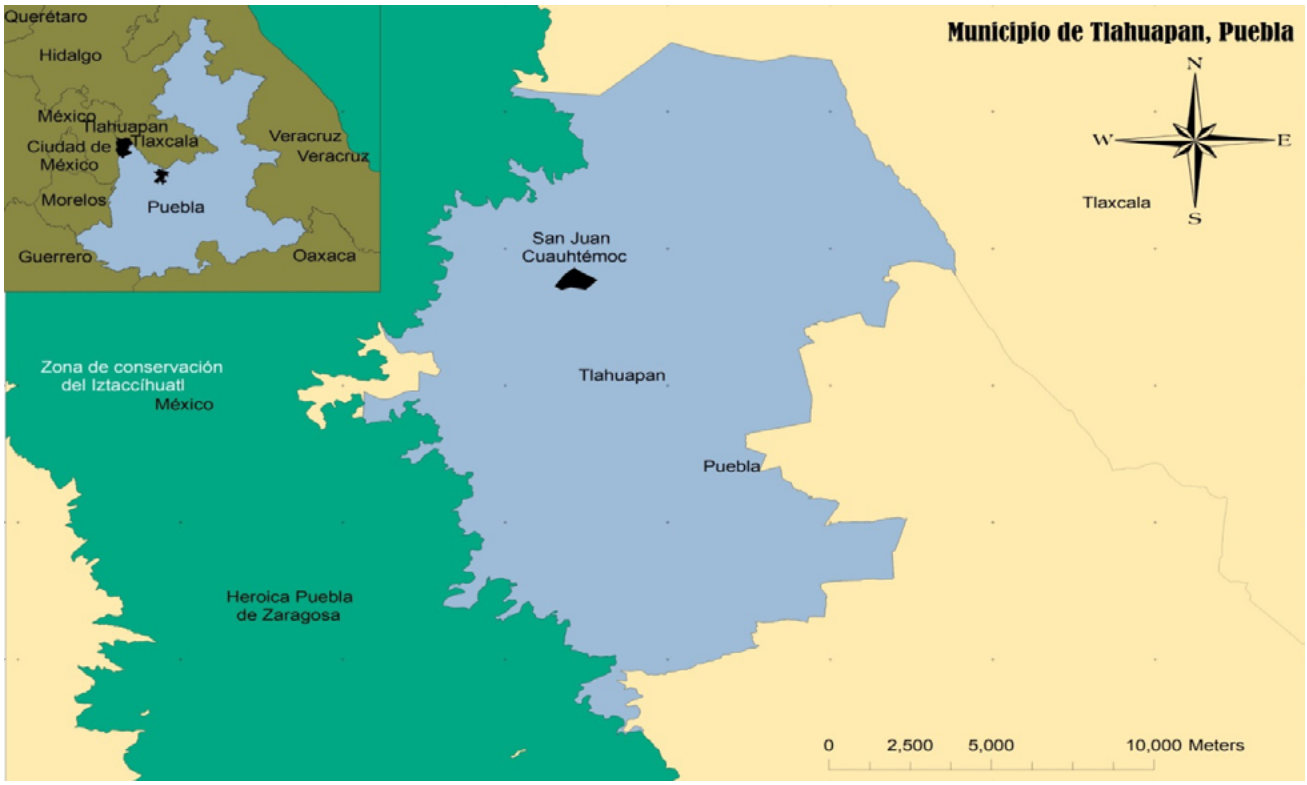



**Figura 1. Localización del área de estudio.**

En la investigación se tuvieron en cuenta los siguientes aspectos: (a) el principio básico de la alometría que permite predecir la medida de un árbol (en nuestro caso su biomasa) en función de otra medida (por ejemplo, el diámetro del tronco a la altura del pecho (DAP)), (b) los inventarios existentes de ecuaciones alométricas (fórmulas que formalizan de forma cuantitativa, por ejemplo, la relación biomasa-diámetro) para diferentes especies de árboles y (c) los modelos de regresión que se utilizan para convertir los datos en una estimación de la biomasa aérea.

Como primer paso del procedimiento llevado a cabo, a partir del IFEyS del estado de Puebla se obtuvieron las especies de árboles, sus datos dasométricos y el número de individuos que constituyen la población de árboles existentes en el municipio Tlahuapan.

En un segundo paso se realizó la selección de ecuaciones alométricas del Inventario de Modelos Alométricos del Programa Mexicano del Carbono (Rojas-García, *et al*., 2015), según la clasificación de los modelos alométricos por especie de árbol, tomando en consideración sólo aquellos modelos que correspondieron con las especies reportadas en el IFEyS para el municipio Tlahuapan. Se seleccionaron las ecuaciones alométricas del mismo tipo (lineales, exponenciales, logarítmicas o potenciales) con únicamente el DAP como variable independiente del modelo.

En el tercer paso, se desarrolló un estudio de simulación para las especies de árboles seleccionados, a través de la generación de números aleatorios, teniendo en cuenta los rangos de los datos dasométricos reportados en el IFEyS y la ley de distribución de probabilidad uniforme. Se usó el software libre R (R Core Team R, 2018) para simular datos aleatoriamente con distribución uniforme de la variable DAP en un rango con un mínimo de 7.50 cm y un máximo de 50 cm. Los 1000 valores simulados obtenidos fueron usados, posteriormente, para sustituirlos en las diferentes ecuaciones alométricas para una misma especie y obtener las diferentes estimaciones de biomasa por ecuación y por especie.

Finalmente, se elaboró un gráfico que permitió comparar visualmente el comportamiento de las diferentes ecuaciones alométricas utilizadas en la estimación de la biomasa.

## Resultados y Discusión

En el Cuadro 1 se relacionó las especies presentes en el municipio Tlahuapan, estado de Puebla, donde se aprecia que existen 6 familias, 7 géneros y 14 epítetos

En la base de datos de las ecuaciones alométricas para México (Rojas-García, *et al*., 2015) se encontró que las ecuaciones dominantes para las especies de interés eran de tipo potencial, por lo que se trabajó con ellas. Se encontraron dos ecuaciones para *Abies religiosa*, una para *Cupressus lindleyi*, dos para *Pinus montezumae*, una para *Pinus hartwegii*, una para *Pinus ayacahuite* y cinco para *Pinus pseudostrobus*. En el Cuadro 2 se relacionó las fórmulas de las ecuaciones seleccionadas. Puede observarse que en la ecuación alométrica general para coníferas (*Pinus pseudostrobus*), que relaciona la biomasa con el diámetro, se reportó un coeficiente de determinación $R^2$ del 89%. En las ecuaciones alométricas específicas de las especies *Pinus hartwegii* y *Pinus montezuma*, los coeficientes de determinación $R^2$ reportados fueron 87% y 81% respectivamente.

Estas ecuaciones se utilizaron para calcular la biomasa estimada, sustituyendo en la variable independiente de la ecuación respectiva el diámetro a la altura del pecho (DAP), con lo que se obtuvieron las estimaciones de la biomasa para cada una de las especies consideradas en este estudio.

En la Figura 2 se graficó, en el eje vertical, la estimación de la biomasa (en kg) para las diferentes ecuaciones alométricas de las distintas especies de coníferas consideradas y, en el eje horizontal, la variable DAP simulada. Puede observarse que, para los valores pequeños del diámetro, los valores de la biomasa son similares para las diferentes especies de coníferas, mientras que a medida que los valores de diámetro se hacen mayores existen diferencias en la estimación de la biomasa según la ecuación alométrica considerada.

**Cuadro 1. Especies presentes en el municipio de Tlahuapan.**

| División | Familia | Género | Epíteto | Nombre común | Grupo |
|---|---|---|---|---|---|
| Angiospermae | Betulaceae | *Alnus* | *Acuminata* | | Latifoliadas |
| Angiospermae | Betulaceae | *Alnus* | *Firmifolia* | | Latifoliadas |
| Gymnospermae | Pinaceae | *Abies* | *Religiosa* | Oyamel | Coniferas |
| Angiospermae | Ericaceae | *Arbutus* | *Xalapensis* | Madroño | Latifoliadas |
| Gymnospermae | Cupressaceae | *Cupressus* | *Lindleyi* | Cedro blanco | Coniferas |
| Gymnospermae | Cupressaceae | *Cupressus* | *Lusinica* | | Coniferas |
| Gymnospermae | Pinaceae | *Pinus* | *Ayacahuite* | Pino navideño | Coniferas |
| Gymnospermae | Pinaceae | *Pinus* | *Hartwegii* | Pino de las alturas | Coniferas |
| Gymnospermae | Pinaceae | *Pinus* | *Montezumae* | Pino real | Coniferas |
| Gymnospermae | Pinaceae | *Pinus* | *Pseudostrobus* | Pino liso | Coniferas |
| Gymnospermae | Pinaceae | *Pinus* | *Teocote* | | Coniferas |
| Gymnospermae | Pinaceae | *Pseudotsuga* | *Menziesii* | Abeto | Coniferas |
| Angiospermae | Fagaceae | *Quercus* | *Crassipes* | Encino | Latifoliadas |
| Angiospermae | Fagaceae | *Quercus* | *Taurina* | Encino | Latifoliadas |

**Cuadro 2. Ecuaciones alométricas para especies de coníferas presentes en el municipio de Tlahuapan estado de Puebla, México.**

| Especie | Ecuación | Tamaño de muestra | $R^2$ | Referencia |
|---|---|---|---|---|
| *Abies religiosa* | (0.0754)*(x^2.513) | 26 | 0.993 | Avendaño *et al*., 2009 citado en Rojas-García, *et al*., 2015 |
| *Abies religiosa* | (0.031661)*(x^2.62221) | 250 | 1.000 | Rodríguez, 2013 citado en Rojas-García, *et al*., 2015 |
| *Cupressus lindleyi* | (0.5266)*(x^1.7712) | 18 | 0.9305 | Vigil, 2010 citado en Rojas-García, *et al*., 2015 |

| Especie | Ecuación | Tamaño de muestra | $R^2$ | Referencia |
|---|---|---|---|---|
| *Pinus ayacahuite* | (0.2893)*(x^2.1569) | 58 | 0.9700 | Návar, 2009 citado en Rojas-García, *et al*., 2015 |
| *Pinus hartwegii* | (0.0635)*(x^2.4725) | 29 | 0.9870 | Jímenez, 2010 citado en Rojas-García, *et al*., 2015 |
| *Pinus montezumae* | (0.013)*(x^3.046) | 15 | 0.9900 | Bonilla, 2009 citado en Rojas-García, *et al*., 2015 |
| *Pinus montezumae* | (1.30454)*(x^1.73099) | 19 | 0.9900 | Rodríguez *et al*., 2009 citado en Rojas-García, *et al*., 2015 |
| *Pinus pseudostrobus* | (0.35179)*(x^2) | No reportado | 0.9410 | Aguirre *et al.*, 2011 citado en Rojas-García, *et al*., 2015 |
| *Pinus pseudostrobus* | (0.537)*(x^1.882) | 8 | 0.8900 | Domínguez, 2005 citado en Rojas-García, *et al*., 2015 |
| *Pinus pseudostrobus* | (0.003)*(x^3.383) | 20 | 0.9000 | Méndez *et al*.,2011 citado en Rojas-García, *et al*., 2015 |
| *Pinus pseudostrobus* | (0.128495)*(x^2.36444) | 208 | 0.9900 | Rodríguez *et al*., 2009 citado en Rojas-García, *et al*., 2015 |

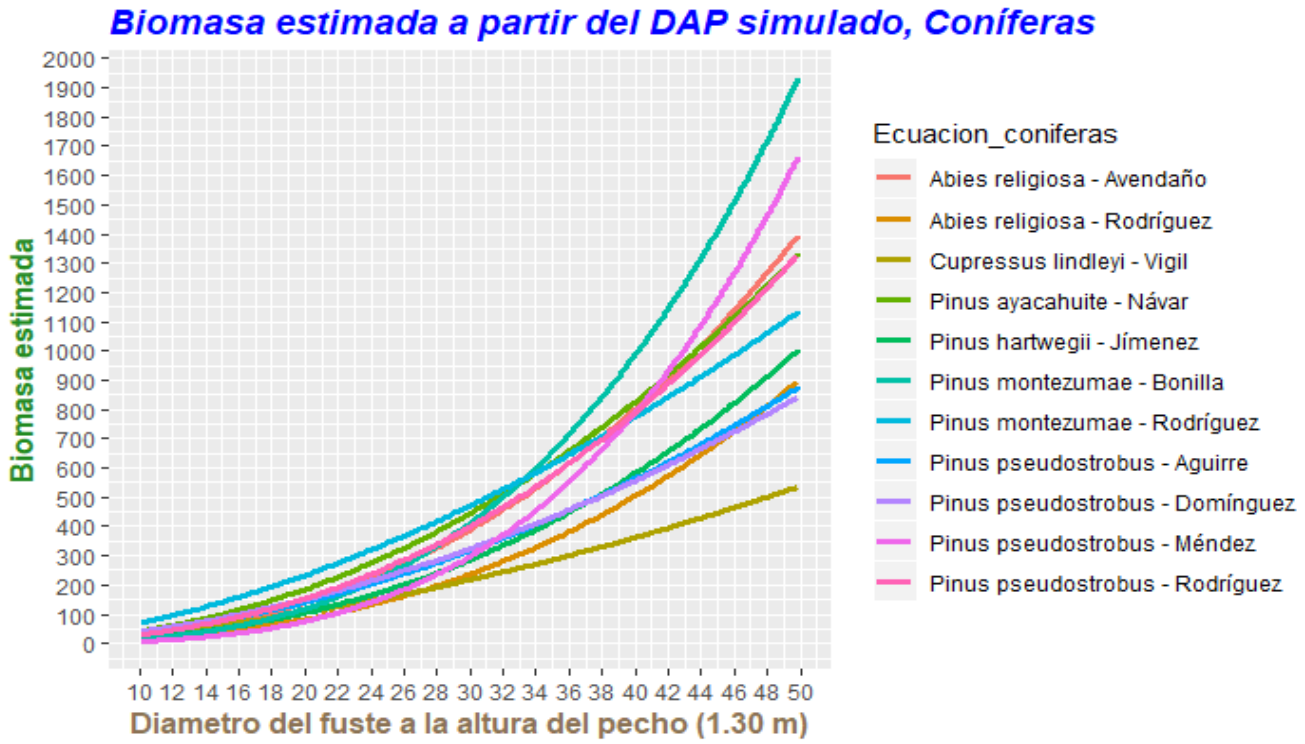



**Figura 2. Estimación de la biomasa de coníferas a partir de la simulación del diámetro del fuste a una altura de 1.30 m.**

## Conclusiones

Es posible encontrar ecuaciones alométricas publicadas en la literatura científica que permiten una estimación de la biomasa aérea de los árboles en México, y, en particular, en el municipio Tlahuapan, estado de Puebla.

La variable independiente DAP, incluida frecuentemente en las ecuaciones alométricas, puede obtenerse por simulación estocástica teniendo en cuenta la información sobre su rango que se brinda en los inventarios forestales existentes, tal como IFEyS del estado de Puebla.

La combinación de los resultados provenientes de modelos alternativos, calibrados a distintas escalas, o la incorporación de la incertidumbre en las predicciones, son aspectos clave a tener en cuenta en trabajos futuros, de manera que las predicciones de la biomasa y, por ende, las predicciones sobre el carbono y los impactos del cambio climático sobre los bosques, sean cada vez más precisas.

## Literatura citada

Carrillo-Anzures, F., M. Acosta-Mireles., C. del R. Jiménez Cruz., L. González Molina y J. D. Etchevers-Barra. 2016. Ecuaciones alométricas para estimar la biomasa y el carbono de la parte aérea de *Pinus hartwegii* en el parque nacional Ixta-Popo, México. Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas 7:681-691.

García-Valdés, R. e I. Morales-Castilla. 2016. Efectos del cambio climático en los ecosistemas forestales: integrando inventarios y modelos. Ecosistemas 2:51-59.

Morfín-Ríos, J. E., J. M. Michel-Fuentes., R. González-Murguía., O. Carrillo., R. Mayorga., L. Rangel., J. Orozco-Orozco., G. Rodríguez-Alcaraz y G. Guerrero-Pacheco. 2015. Estimación de las reservas de carbono en la biomasa forestal en México. CONAFOR, NORWEGIAN MINISTRY OF FOREIGN AFFAIRS, UNDP y FAO. Zapopan, Jalisco. 135 p.

R Core Team R. 2018. A Language and Environment for Statistical Computing. R. Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. IOP Web. http://www.R-project.org/.

Rojas-García, F., B. H. De Jong., P. Martínez-Zurimendi and F. Paz-Pellat. 2015. Database of 478 allometric equations to estimate biomass for Mexican trees and forests. Annals of Forest Science 72:835-864.

SEMARNAT (Secretaria de Medio Ambiente y Recursos Naturales) y CONAFOR (Comisión Nacional Forestal).2014. Inventario Estatal Forestal y de Suelos-Puebla 2013. Texcoco, Estado de México. 217 p.

# 1.2. Almacenamiento de carbono en biomasa de gramíneas de un matorral en Aguascalientes México

**Díaz-Romo Abraham**[1]; Meraz-Jiménez Antonio de J.[1]; Torres-González Jorge A.[1]; Flores-Ancira Ernesto[1]; López-Santos A.[2]; Mendieta-Vázquez Araceli G.[1]; Álvarez-Reyes José[1]; Martínez-Calderón Víctor M.[1] y Rodríguez Fernando R.[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: ajmeraz@correo.uaa.mx

## Resumen

El uso de pastizales y matorrales ha estado enfocado hacia la producción ganadera, sin embargo, ese uso se ha traducido en un mal manejo del pastoreo que ha conllevado a la degradación de estas áreas, lo que disminuye su capacidad de captación de carbono. El descanso del pastoreo permite la recuperación de la cobertura y biomasa de las especies herbáceas. Las especies vegetales mantienen el proceso natural en un flujo constante de absorción de carbono y fijación del mismo para nutrir el suelo y promover su crecimiento. En este trabajo se planteó el objetivo de cuantificar el contenido de carbono almacenado en la biomasa de gramíneas y determinar el coeficiente de agostadero o pastoreo. El estudio se realizó en el predio denominado "Arroyo Seco", un área de 105 ha perteneciente a la Universidad Autónoma de Aguascalientes. El área presenta vegetación de matorral xerófilo, topografía accidentada y estuvo sometida a sobrepastoreo durante varios años; pero en los últimos 6 años ha tenido descanso de pastoreo, por lo que ha aumentado la cobertura y biomasa de gramíneas. Se realizó un muestreo de vegetación con apoyo de los sistemas de información geográfica para ubicar los diferentes puntos del predio. En cada uno de ellos se evaluó la cobertura basal y la biomasa aérea de gramíneas; posteriormente se obtuvo el coeficiente de agostadero y contenido de carbono en la biomasa del pasto. La cobertura vegetal presentó promedio de 36.6%, la biomasa del pastizal fue de 1138 kg MS/ha y se requieren 9.9 ha/UA anual. En cuanto a la acumulación de carbono, se obtuvieron 512 kg C/ha. La unidad Arroyo Seco ofrece diversos servicios ecosistémicos, como la acumulación de carbono en el pastizal; con la cobertura vegetal se evita la erosión y se mejora la captación de agua, por lo que su cuidado y manejo apropiado es importante para potencializar dichos servicios.

**Palabras clave:** *matorral*; *biomasa*; *cobertura vegetal*; *carbono*; *gramíneas.*

## Abstract

The use of grasslands and brushlands has been focused on livestock production. However, this use has resulted in poor management of grazing has led to the degradation of these areas, which decreases their ability to capture carbon. The grazing rest allows the recovery of the cover and biomass of the herbaceous species. Plant species maintain the natural process in a constant flow of carbon absorption and fixation to nourish the soil and promote its growth. In this work, the objective was to quantify the carbon content stored in the grass biomass and determine the carrying capacity. The study was conducted in the property called "Arroyo Seco" an 105 area ha, belonging to the Autonomous University of Aguascalientes. The area has vegetation of xerophilous scrub, rugged topography and was subjected to overgrazing for several years; but in the last 6 years it has had rest of grazing, reason why it has increased the cover and grass biomass. Vegetation sampling was carried out with geographic information systems support to in different points of the property. In each one of them, the basal cover and the aerial biomass of grasses were evaluated; subsequently, the pasture coefficient and carbon content in the grass biomass was

obtained. Cover vegetation presented an average of 36.6%, biomass grass was 1138 kgDM/ha and 9.9 ha/AU per year are required. In terms of carbon accumulation, it was 512 kg C/ha. The Arroyo Seco unit offers diverse ecosystem services, such as the accumulation of carbon in the pasture; with the vegetation cover, erosion is avoided and water collection is improved, so that their proper care and management is important to potentiate such services.

**Key words:** *shrubland*; *brushlands biomass*; *cover vegetación*; *carbon*; *grasses.*

## Introducción

Los pastizales son importantes reservas de carbono (C), actúan como una fuente y sumideros de carbono en la naturaleza. Los pastizales tienen un potencial en la mitigación del calentamiento global y adaptación al cambio climático. Por lo tanto, es necesario reconocer la importancia de los pastizales que son descansados del pastoreo, como una reserva forrajera y con un potencial de secuestro de carbono ecológicamente importante en los ecosistemas semiáridos (Bikila *et al.*, 2016). La evaluación del almacenamiento de C en los pastizales es importante para el manejo del suelo y la restauración de la vegetación (Wang *et al*., 2018).

Los pastizales también desempeñan un papel esencial en el equilibrio de la concentración de gases de efecto invernadero a través del almacenamiento de carbono, ya que son un sumidero sustancial para este elemento (Zhou *et al.*, 2018 citado por Lui *et al.*,2019). Las especies vegetales mantienen el proceso natural en un flujo constante de absorción de carbono y fijación del mismo para nutrir el suelo y promover el crecimiento de estas por medio de la fotosíntesis. Las actividades pecuarias debido al mal manejo de la capacidad de carga, sufren de baja productividad de los agostaderos, dando pie a la aparición de especies consideradas como invasoras y no deseables para los productores, sin saber las cualidades de estas como mitigadoras del cambio climático (Yerena-Yamallel *et al*., 2014).

Los pastizales áridos y semiáridos del Centro-Norte de México cubren una importante superficie del territorio nacional. Estas áreas proporcionan bienes y servicios a la sociedad. Sin embargo, los seres humanos han ejercido una fuerte presión sobre esta área para la producción de alimento y forraje y esto ha conllevado a la degradación de las mismas. Estrategias de manejo como lo son sistemas de apacentamiento, resiembra y control de arbustivas, muchas veces no han resultado en la rehabilitación de estos sitios (Pérez-Romero *et al*., 2015).

La complejidad inherente al estudio de los servicios ecosistémicos, deriva de la diversidad de percepciones, de la trama de interacciones presentes y posibles entre los componentes biofísicos y sociales, y de las diferentes escalas temporales y espaciales en las que estas se produzcan (Verón *et al*., 2011). En este trabajo se planteó el objetivo de cuantificar el contenido de carbono almacenado en la biomasa del pastizal y determinar el coeficiente de agostadero por unidad animal, con el fin de relacionar el manejo que se le puede dar a un pastizal para obtención de alimento y almacén de carbono.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El área de estudio se localiza en el predio denominado “Arroyo Seco” que pertenece al Centro de Ciencias Agropecuarias de la Universidad Autónoma de Aguascalientes, ubicado al poniente del municipio de Jesús María, Aguascalientes (Figura 1). Su extensión es de 105 ha, con vegetación de matorral xerófilo, topografía accidentada, suelos rocosos. Presenta un historial de uso ganadero y sobrepastoreo, pero desde el año 2011 fue adquirido por la Universidad Autónoma de Aguascalientes y se excluyó del pastoreo intensivo de ganado doméstico.

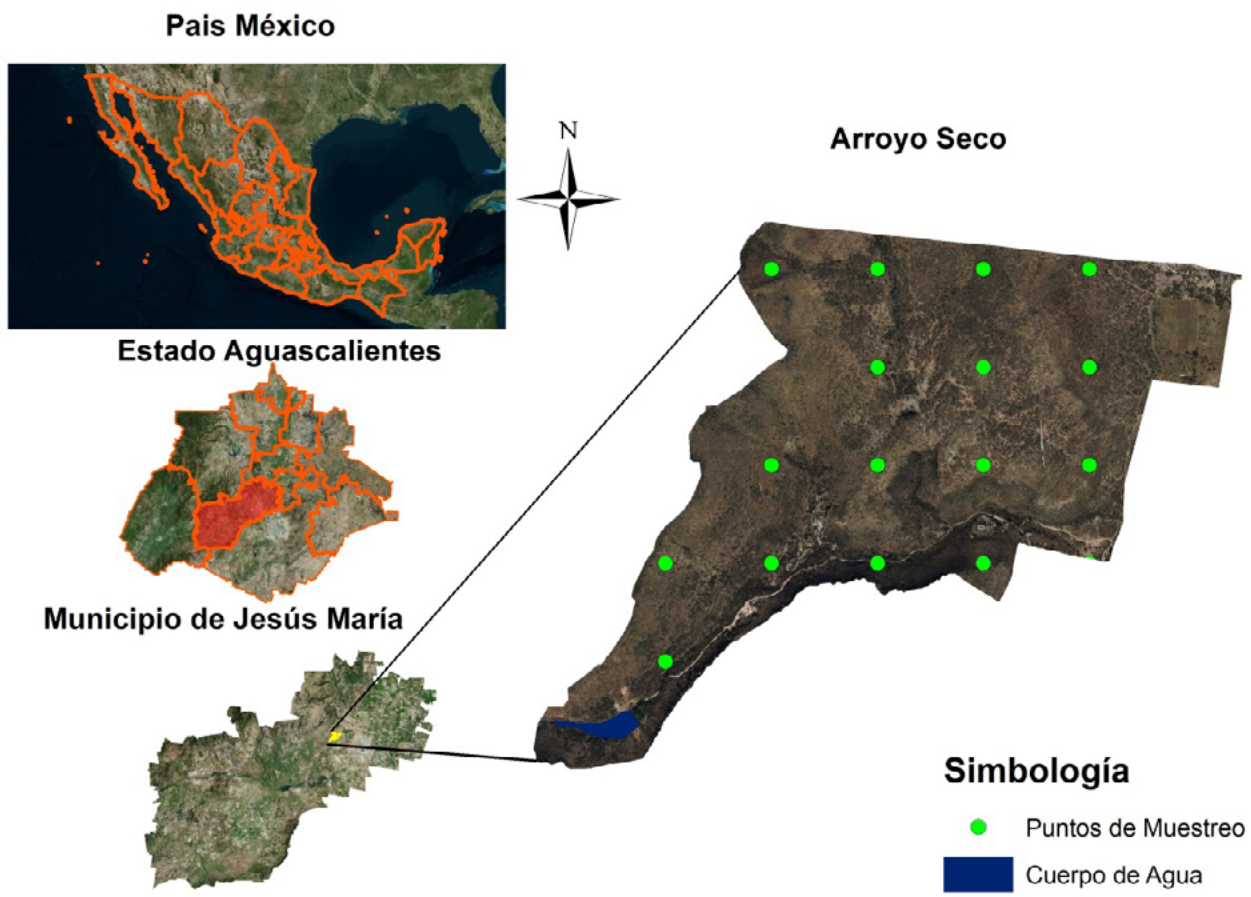



**Figura 1. Localización del área de estudio.**
Fuente: Marco geoestadístico INEGI 2018, imagen digital Bing Maps Aerial.

*Metodología*

Se realizó un muestreo de vegetación con apoyo de los sistemas de información geográfica, en diferentes puntos distribuidos equitativamente mediante coordenadas geográficas (cada 278 m) donde se midió la cobertura vegetal y la biomasa de los pastos (Figura 1).

En cada punto se evaluó la cobertura basal de plantas herbáceas mediante el método de Línea de Canfield modificada por puntos. Se trazaron cuatro líneas con dirección a los cuatro puntos cardinales mediante cinta métrica de longitud 30 m, y fueron anotadas observaciones cada 50 cm (60 observaciones por línea)

Al final de cada línea, con un cuadrante de varilla de 0.5 $m^2$, se realizó el corte del pasto al ras del suelo para el muestreo de biomasa aérea de gramíneas (Ramírez-Lozano, 2009). El forraje cortado se sometió a secado a 65 °C hasta alcanzar peso constante, para obtener el peso de Materia Seca (MS). El peso de MS de cada muestra se multiplicó por 2 para obtener el peso de MS por $m^2$. Posteriormente se calculó la cantidad de MS en kg/ha, multiplicando por 10 000 $m^2$/ha y dividiendo entre 1000 g/kg.

Con el valor anterior se estimó el coeficiente de agostadero en ha por Unidad Animal anual (ha/UA), considerando una unidad animal de 450 kg de peso vivo con un consumo del 3% de su peso al día en base seca, lo que multiplicado por 365 días nos da el consumo de MS anual de 4927.5 kg. Se consideró también un factor de utilización de 60% del forraje disponible (Esqueda-Coronado *et al.*, 2011). Dividiendo el consumo anual de la unidad animal entre la producción por ha utilizable, se obtuvo el coeficiente de agostadero o de pastoreo.

Para la determinación del contenido de Carbono (C) acumulado en la biomasa del pastizal, se obtuvo al calcular la MS de cada punto de muestreo, multiplicado por 0.45 (Etchevers *et al*., 2005).

Se utilizó el software R project y ArcMAP para el manejo de los sistemas de información geográfica; los puntos de muestreo se interpolaron por el método basado en el inverso de la distancia ponderada (IDW, por sus siglas en inglés), el cual es descrito y aplicado en casos semejantes (López *et al*., 2015).

## Resultados y Discusión

La cobertura vegetal en la unidad de estudio presentó un promedio de 36.6%, los valores oscilaron entre 17.8 a 51.3%. Teniendo este resultado, se entiende el balance entre los insumos de materia orgánica, principalmente de la vegetación, y las pérdidas como resultado de la descomposición, lixiviación y erosión, determinan la magnitud de reservas de carbono (Ostle *et al.*, 2009). Así también que la cobertura favorece a la infiltración de agua (Figura 2) (De Almeida *et al.*, 2018).

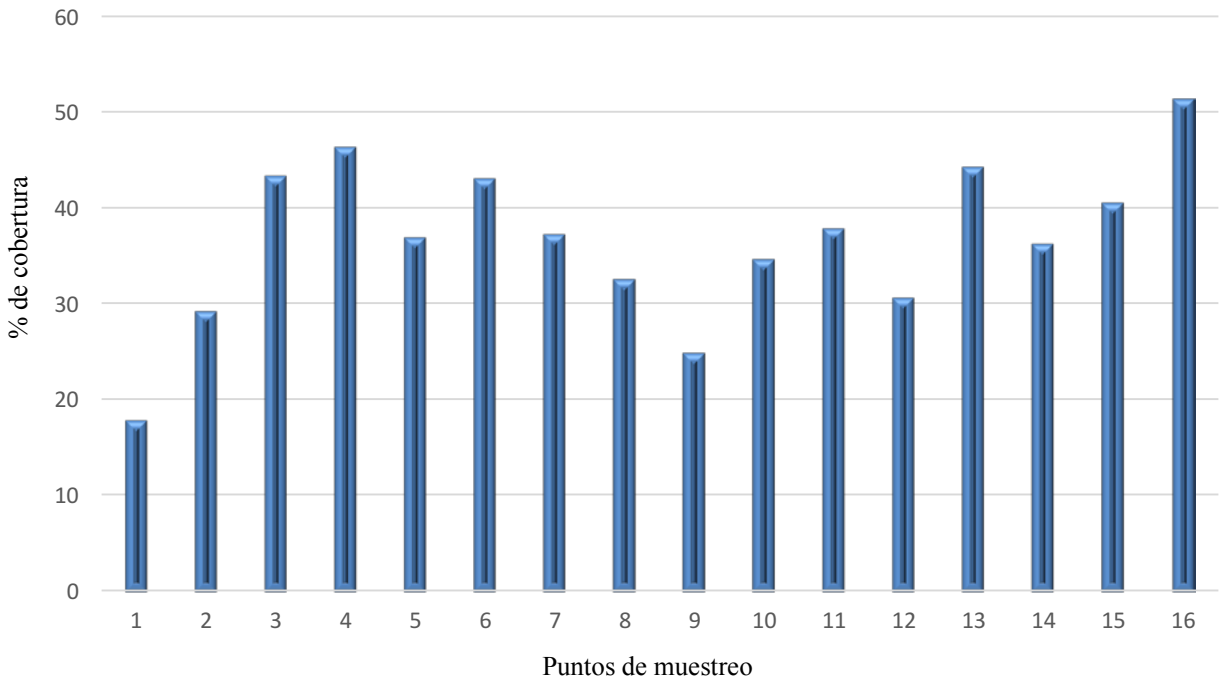



**Figura 2. Porcentaje de cobertura vegetal presente en la unidad Arroyo seco.**

La biomasa del pastizal presentó valores de 485 a 2125 kgMS/ha con un promedio de 1138 kgMS/ha, estos resultados son relevantes debido a que el análisis de la biomasa vegetal tiene prioridad por ser importante reservorio de carbono, como lo mencionan Yadav *et al*., (2019) (Figura 3A). Con base en la producción de biomasa (forraje), los valores fueron variables en los distintos sitios, lo que se traduce en un coeficiente de agostadero que va de 4.6 hasta 18.0 ha/UA anual con un promedio de 9.9 ha/UA (Figura 3B). Cabe destacar que donde se requiere menor número de ha/UA son zonas poco accesibles debido a las pendientes que presenta el terreno.

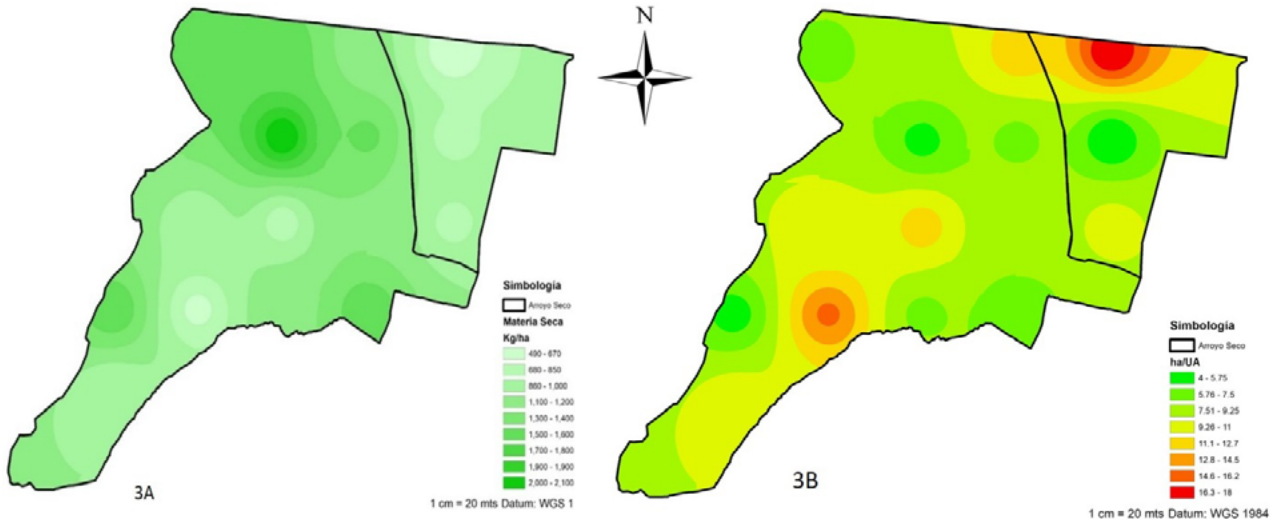



**Figura 3. Biomasa del pastizal (3A) y Coeficiente de Agostadero (3B) en el predio Arroyo Seco.**

La acumulación de C en la biomasa del pastizal presentó valores de 218 a 956 kg C/ha con un promedio de 512 kg C/ha. La variación se debe a una disminución o aumento en la producción de biomasa en el suelo y al cambio en la cantidad de residuos de plantas devueltos al suelo (Follet y Reed 2010), por lo que, el manejo y cuidado del área de estudio se debe adecuar para permitir el aumento del C. (Figura 4). Por otro lado, actualmente se está llevando la estrategia nacional sobre la biodiversidad de México (plan de acción 2016-2030) por parte de la Comisión para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO 2016), por lo cual este proyecto se inserta en el segundo apartado de la estrategia sobre servicios ecosistémicos: tendencias de manejo y perspectivas para la sustentabilidad, en los servicios de provisión: producción de alimentos y materiales por medio de la transformación de los ecosistemas. Además de que este proyecto proporciona información sobre carbono en la biomasa del pasto, información útil, ya que dicha estrategia busca implementar prácticas agropecuarias, forestales y pesqueras sustentables que reduzcan emisiones y disminuyan la vulnerabilidad de los ecosistemas. En el caso concreto de este predio, el descanso del pastoreo ha permitido una recuperación de la cobertura vegetal y una acumulación de materia orgánica, lo que se traduce en mayor captación de humedad y carbono en el suelo. Se deberá implementar un manejo moderado del pastoreo, con el fin de que la vegetación no se deteriore y se puedan compaginar tanto la producción de ganado como los servicios ecosistémicos.

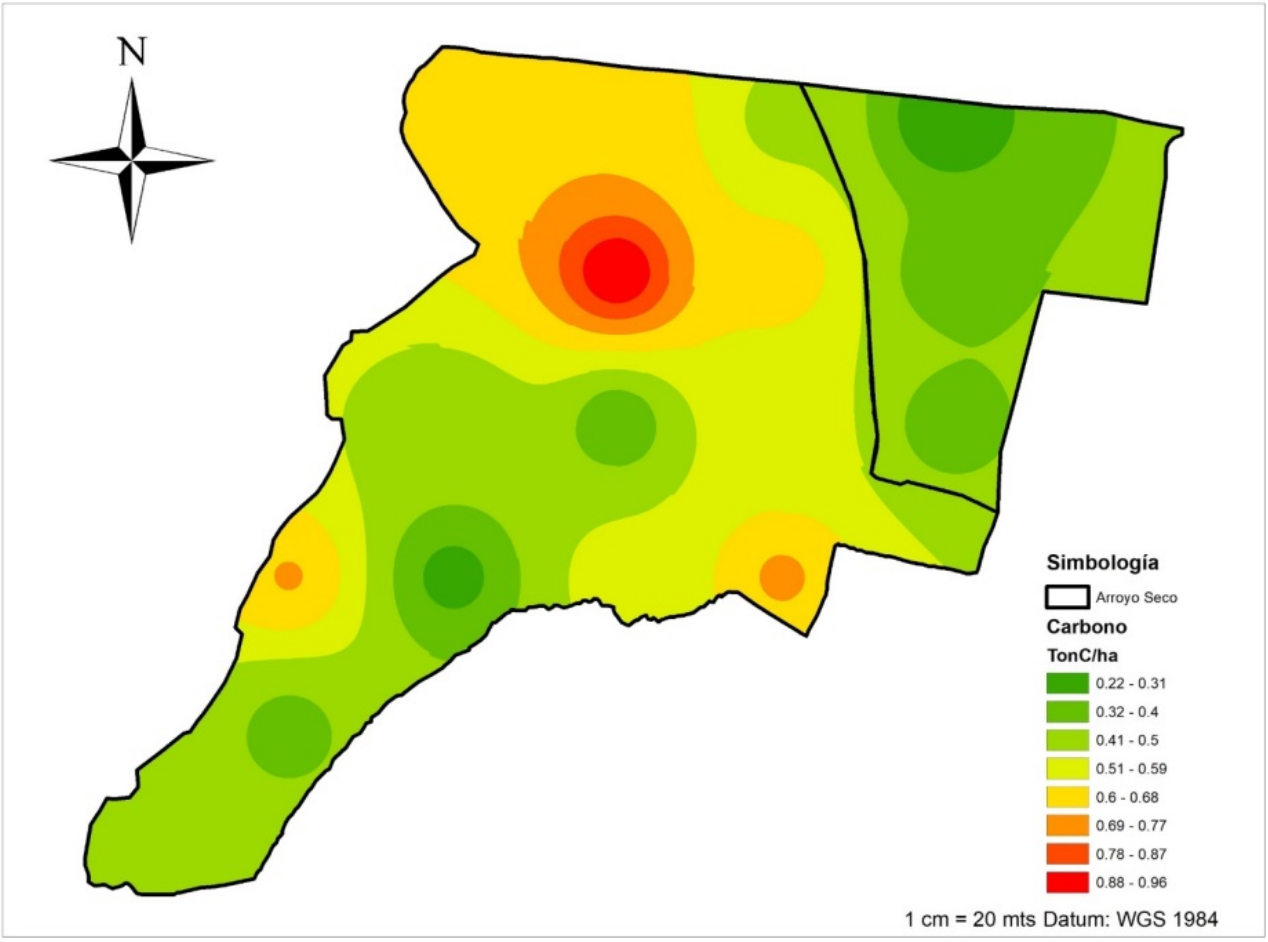



**Figura 4. Toneladas de carbono en la biomasa del pastizal.**

## Conclusiones

Con los estudios y análisis realizados se logró cuantificar el contenido de carbono almacenado en la biomasa del pastizal, lo cual resulta importante ya que se encontraron zonas con alto contenido de C, de hasta 956 kg C/ha, además se determinó el coeficiente de agostadero por unidad animal, que fue en promedio de 9.9 ha/UA. Estos resultados ponen de manifiesto la estrecha relación que tiene el manejo del área y el aprovechamiento del pastizal como alimento, con la capacidad de almacenar carbono en la biomasa. En estudios posteriores se va a evaluar el contenido de C en suelo, para tener una evaluación de la capacidad de almacenamiento de C en el conjunto del ecosistema.

## Literatura citada

Bikila, N. G., Z. K. Tessema and E. G. Abule. 2016. Carbon sequestration potentials of semi-arid rangelands under traditional management practices in Borana, Southern Ethiopia. Agriculture, Ecosystems and Environment 223:108-114.

CONABIO (Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de Biodiversidad) 2016. Estrategia nacional sobre biodiversidad de México y plan de acción 2016-2030. CONABIO. México, D. F. 388 p.

De Almeida, W. S., E. Panachuki., P. T. Sanches-de Oliveira., R. da Silva-Menezes., T. A. Sobrinho and D. Fonseca-de Carvalho. 2018. Effect of soil tillage and vegetal cover on soil water infiltration. Soil and Tillage Research 175:130-138.

Esqueda-Coronado, M. H., E. E. Sosa-Rubio., A. H. Chávez-Silva., F. Villanueva-Ávalos., M. J. Lara del Río, M. H. Royo-Márquez., J. S. Sierra-Tristán., A. González-Sotelo. y S. Beltrán-López. 2011. Ajuste de carga animal en tierras de pastoreo. Folleto técnico No.4. Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias. Cuajimalpa, D. F. 47 p. ISBN 978-607-425-554-6

Etchevers, B. J. D., C. M. Monreal., C. Hidalgo., M. Acosta., J. Padilla y R. M. López. 2005. Manual para la Determinación de Carbono en la Parte Aérea y Subterránea de Sistemas de Producción en Laderas. Colegio de Postgraduados, México. 1ra ed. 29 p.

Follett, R. F. and D. A. Reed. 2010. Soil carbon sequestration in grazing lands: Societal benefits and policy implications. Rangeland Ecology and Management 63:4-15.

INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2018. Marco Geoestadístico. México. https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=889463592587

Liu, Y., Y. Yang., Q. Wang, X. Du., J. Li., C. Gang and Z. Wang. 2019. Evaluating the responses of net primary productivity and carbon use efficiency of global grassland to climate variability along an aridity gradient. Science of the Total Environment 652:671-682.

López, A., J. Pinto-Espinoza., G. Arriaga., V. Reyez y P. Bueno-Hurtado. 2015. Escenarios climáticos locales basados en los MGCG del IPCC. Con enfoque al análisis de vulnerabilidad de los sistemas económicos y naturales del Estado de Durango, México. 1ra ed. Universidad Autónoma Chapingo. Durango, México. ISBN: 978-607-12-0403-5.

Ostle, N. J., P. E. Levy., C. D. Evans and P. Smith. 2009. UK land use and soil carbon sequestration. Land Use Policy 26S:S274-S283.

Pérez-Romero, L., R. López-Cervantes., L. De León-González., M. Bolívar-Duarte., I. Hernández-Jalavera y J. Dueñez-Alanis. 2015. Efecto del manejo del pastoreo en pastizales áridos y su potencial en el secuestro de carbono. pp. 218–224. En: Paz-Pellat, F. y J. Wong-González (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.

Ramírez-Lozano, R. G. 2009. Nutrición de rumiantes: sistemas extensivos. 2ª ed. Trillas. Nuevo Leon, México. 314 p.

Verón, S., E. Jobbágy., I. Gasparri., P. Kandus., M. Easdale., D. Bilenca., N. Murillo., J. Beltrán., J. Cisneros., V. Lottici., J. Manchado., E. Orúe y J. Thompson. 2011. Complejidad de los servicios ecosistémicos y estrategias para abordarla. pp. 659-670. En: Laterra, P., E. G. Jobbágy y J. M. Paruelo (eds.). Valoración de Servicios Ecosistémicos. Conceptos, herramientas y aplicaciones para el ordenamiento territorial. INTA Buenos Aires. Buenos Aires, Argentina. 740 p.

Wang, Y., L. Deng., G. Wu., K. Wang and Z. Shangguan. 2018. Estimates of carbon storage in grassland ecosystems on the Loess Plateau. Catena 164: 23-31.

Yadav, R. P., B. Gupta., P. L. Bhutia., J. K. Bisht and A. Pattanayak. 2019. Biomass and carbon budgeting of land use types along elevation gradient in Central Himalayas. Journal of Cleaner Production 211:1284-1298.

Yerena-Yamallel, J., J. Jiménez-Pérez., E. Alanís-Rodríguez., O. Aguirre-Calderón., M. González-Tagle y E. Treviño-Garza. 2014. Dinámica de la captura de carbono en pastizales abandonados del noreste de México. Tropical and Subtropical Agroecosystems 17:113-121.

# 1.3. Carbono almacenado en biomasa vegetal del policultivo tradicional de café en Huatusco, Veracruz

**Cantellano-Camilo Martín**[1]; Ayala-Montejo Diana[2]; Valdés-Velarde Eduardo[1]; Baca-Del Moral Julio[3]; Ramírez-Ávila Itzel[1] y Sánchez-Hernández Rufo[4]

[1]Departamento de Fitotecnia. Universidad Autónoma Chapingo, km 38.5 Carretera México-Texcoco, Chapingo, Estado de México. C. P. 56230.
[2]Doctorado en Agricultura Multifuncional para el Desarrollo Sostenible. Universidad Autónoma Chapingo, km 38.5 Carretera México-Texcoco, Chapingo, Estado de México. C. P. 56230.
[3]Dirección de Centros Regionales. Universidad Autónoma Chapingo, km 38.5 Carretera México-Texcoco, Chapingo, Estado de México. C. P. 56230.
[4]División Académica de Ciencias Agropecuarias (DACA). Universidad Juárez Autónoma de Tabasco.
Autor para correspondencia: martincantellano@hotmail.com

## Resumen

Los sistemas agroforestales (SAF) son sistemas productivos agrícolas que se caracterizan por la diversificación y optimización de la producción de manera sostenida. Para el caso de los SAF con café existen cinco sistemas de producción, siendo uno de ellos el sistema policultivo tradicional (PTC). Estos sistemas, además de ser productivos, brindan servicios ambientales como el almacenamiento de carbono (AC) en la biomasa vegetal y en el suelo. Los PTC en Huatusco, Veracruz están siendo manejados de diversas maneras, lo que puede generar variaciones en AC. Es por ello que el objetivo de este estudio fue evaluar el C almacenado de hojarasca en tres sistemas de policultivo tradicional de café (PTC) con diferente tipo de manejo agronómico: PTC manejado con renovación (PTC R), PTC manejado con limpieza (PTC L) y PTC abandonado temporalmente (PTC 12). Los resultados obtenidos muestran que PTC R registró el mayor contenido de C en arbustos (26.79 Mg ha$^{-1}$), árboles (29.34 Mg ha$^{-1}$) y hojarasca (0.51 Mg ha$^{-1}$); mientras que PTC L y PTC 12, registraron valores más bajos (10.18 a 10.55 Mg ha$^{-1}$ para arbustos, 12.76 a 15.43 Mg ha$^{-1}$ en árboles y 0.22 a 0.37 Mg ha$^{-1}$ en hojarasca); esto evidencia que existe una relación directamente proporcional entre C almacenado en biomasa vegetal aérea y C almacenado en hojarascas. El mayor contenido de C en PTC R se atribuye a la renovación de cafetales con alta densidad de siembra.

**Palabras clave:** *sistemas agroforestales*; *biomasa vegetal*; *suelo.*

## Abstract

Agroforestry systems (SAF) are agricultural production systems that are characterized by the diversification and optimization of production in a sustained manner. In the case of SAF with coffee, there are five production systems, one of them is the traditional polyculture system (PTC). These systems, in addition to being productive, provide environmental services such as carbon storage (AC) in plant biomass and soil. The PTC in Huatusco, Veracruz are being managed in different ways, which can generate variations in AC. That is why the objective of this study was to evaluate the stored C of litter in three systems of traditional polyculture of coffee (PTC) with different type of agronomic management: PTC managed with renewal (PTC R), PTC managed with cleaning (PTC L) and PTC temporarily abandoned (PTC 12). The results obtained show that PTC R recorded the highest C content in shrubs (26.79 Mg ha$^{-1}$), trees (29.34 Mg ha$^{-1}$) and litter (0.51 Mg ha$^{-1}$); while PTC L and PTC 12, recorded lower values (10.18 to 10.55 Mg ha$^{-1}$ for shrubs, 12.76 to 15.43 Mg ha$^{-1}$ in trees and 0.22 to 0.37 Mg ha$^{-1}$ in litter); this shows that there is a directly proportional relationship between C stored in aerial vegetable

biomass and C stored in litter. The highest content of C in PTC R is attributed to the renewal of coffee plantations with high planting density.

**Key words:** *agroforestry systems*; *plant biomass*; *soil.*

## Introducción

Los sistemas agroforestales son una forma de uso de la tierra en donde las leñosas interactúan con los cultivos y/o animales con la finalidad de diversificar y optimizar la producción de manera sostenida (Casanova-Lugo *et al*., 2007).

Escamilla-Prado *et al*. (1994), Moguel y Toledo (1999) distinguen cinco tipos básicos de sistemas de producción cafetaleros estos varían con la cantidad de sombrío y el tipo de dosel. Estos son: cultivo de montaña o rústico, policultivo tradicional, policultivo comercial, especializado o monocultivo bajo sombra, cultivo a plena exposición solar. El policultivo tradicional es el segundo con más porcentaje de sombra (60% al 90%) debido a la combinación de árboles de bosque nativos y especies de árboles introducidos; además de ser el más abundante en la zona de Huatusco Veracruz.

Ávalos-Sartorio (2002) describe que cada vez es más certero el consenso científico de que nuestro planeta se está calentando y si esta tendencia continúa habrá grandes tragedias, que afectarán a la agricultura, la ganadería y la pesca, y desaparecerán muchas especies de plantas y animales. Por tal motivo, al capturar el bióxido de carbono del aire se contribuye a disminuir el calentamiento del planeta. Del mismo, Casanova-Lugo *et al*. (2011) mencionaron que existe una amplia gama de estudios que fundamentan el hecho de que los sistemas agroforestales, incluso si no están diseñados principalmente para el secuestro de carbono, ofrecen una oportunidad para aumentar las reservas de este en la biosfera terrestre. Para Hernández-Cruz (2013) la captura de carbono en un ecosistema gira fundamentalmente sobre procesos biológicos y ecológicos de fotosíntesis, respiración y descomposición. Estos procesos dependen del tipo de manejo agronómico dentro de los sistemas lo que pueden influir en la producción, acumulación de biomasa y en la materia orgánica del suelo, generando variaciones en los almacenes de carbono.

Es por ello que el objetivo central del estudio fue evaluar el carbono almacenado de hojarasca en el policultivo tradicional de café (PTC) con tres tipos de manejo agronómico, para identificar qué tipo de manejo agronómico es más eficiente para almacenar carbono a partir de hojarasca.

## Materiales y Métodos

El estudio se realizó durante 2018 en tres fincas cafetaleras pertenecientes a la comunidad de Tlaxopa, en el municipio de Huatusco de Chicuellar, Veracruz (México), la ubicación del lugar corresponde a las coordenadas 19°10´25.00” Norte y 96°57´30.00” Oeste, a una altitud de 1300 metros sobre el nivel del mar (m s.n.m.). Huatusco tiene una temperatura promedio entre 16 °C y 26 °C, con una precipitación que varía entre 1100 y 1600 mm, según Cisneros *et al*. (1993), la fórmula climática que representa el lugar es (A)C(m)w”v(i´)g.

### *Descripción de diseño experimental y tratamientos*

Se realizó un diseño experimental completamente al azar. Consistió en tres tratamientos y 9 repeticiones por tratamiento. Los tratamientos correspondieron a los sistemas PTC con diferente tipo de manejo agronómico, los cuales se detallan a continuación:

- Sistema policultivo tradicional de café renovado (PTC R). Consistió en una finca orgánica de 8 años. Presentó pocas plantas de diversas variedades (Colombia, Costa Rica, Catuaí, Garnica,

Típica y Borbón) con 8 años de edad, establecidas a 2 x 2 m, con una renovación de 3 años (2015) con la variedad Geisha, establecida a 1 x 1.5 m a curva de nivel. La parcela se desmaleza tres veces al año, posterior a cada limpia, se agrega material humificado y complejo mineral permitido en agricultura orgánica.

- Sistema policultivo tradicional de café con limpieza (PTC L). Se trató de una finca con diferentes variedades de café (Borbón, Típica, Colombia y Caturra) con 8 años de edad, establecidas a 2 x 1.5 m. La parcela es desmalezada una vez al año previo al cuajado del fruto, para la aplicación de nitrógeno, fósforo y potasio (NPK) con una proporción de 10-20-10 respectivamente.
- Sistema policultivo tradicional con café abandonado (PTC 12). Se trató de una finca con plantas de cafeto de 20 años, establecidas a 2 x 2 m. las variedades encontradas, fueron: Borbón, Típica, Caturra y Costa Rica. La finca fue abandonada hace 12 años y comenzó a funcionar nuevamente al momento del muestreo.

*Muestreo, estimación de biomasa y cálculo de carbono*

Se procedió a delimitar un área de 0.25 $m^2$ y 1 $m^2$ para colectar hojarascas y herbáceas respectivamente, este procedimiento se realizó para cada repetición.

La biomasa en hojarasca se calculó con la ecuación 1:

$$BHo= ((PSM/PFM) \times PFT) \times 0.04 \qquad \text{(Ec. 1)}$$

donde, *BHo* es biomasa de hojarasca en Mg $ha^{-1}$, *PSM* el peso seco de la muestra en g, *PFM* el peso fresco de la muestra en g, *PFT* el peso fresco total en g $m^{-2}$ y *0.04* el factor de conversión.

La biomasa en herbáceas se calculó con la ecuación 2:

$$BH= ((PSM/PFM) \times PFT) \times 0.01 \qquad \text{(Ec. 2)}$$

donde, *BH* es biomasa de herbáceas en Mg $ha^{-1}$, *PSM* es peso seco de la muestra en g, *PFM* es peso fresco de la muestra en g, *PFT* es peso fresco total en g $m^{-2}$ y *0.01* el factor de conversión.

Para biomasa de arbustos se usó la ecuación alométrica 3 (Segura *et al.*, 2006):

$$Y = a+b*log_{10}(D)+c*log_{10}(H) \qquad \text{(Ec. 3)}$$

donde, *Y* es biomasa en kg, la constante *a* es -1.113, *b* es 1.578, *c* es 0.581, *D* el Diámetro y *H* la Altura.

Para biomasa de árboles se usó la ecuación alométrica 4 propuesta por Segura *et al.* (2006):

$$Y = -0.834 + 2.223 \times log10\ (D) \qquad \text{(Ec. 4)}$$

donde, *Y* es log10 biomasa arriba del suelo en kg y *D* el Diámetro a la altura del pecho en cm.

Para calcular la biomasa total de árboles, se usó la ecuación 5 propuesta por Rügnitz *et al*. (2009):

$$B_A= ((\Sigma_{AU}/(1000 \times 10\ 000)/\text{área de la parcela}) \qquad \text{(Ec. 5)}$$

donde, $B_A$ es biomasa arbórea sobre el suelo en Mg $ha^{-1}$ y $\Sigma_{AU}$ la sumatoria de la biomasa arbórea de todos los árboles de la parcela en kg $m^{-2}$.

Para determinar carbono en árboles y arbustos, se multiplico la biomasa (Mg ha$^{-1}$) por 0.5, asumiendo que el 50% de biomasa será carbono (Rügnitz *et al*., 2009).

Para determinar la concentración de carbono en hojarasca y herbáceas, se usó un equipo analizador automático de carbono Shimadzu TOC-L. Se calculó el carbono almacenado en hojarasca y herbáceas con la siguiente ecuación 6:

$$CH= (BH \times ppm)/1000 \qquad \text{(Ec. 6)}$$

donde, *CH* es carbono almacenado en hojarasca o herbáceas en Mg ha$^{-1}$), *BH* es biomasa de hojarasca o herbáceas en Mg ha$^{-1}$, *ppm* la concentración de carbono en la muestra, obtenido en el Shimadzu TOC-L y 1000 el factor de dilución.

## Resultados y Discusión

El sistema policultivo tradicional con café renovado, registró el mayor contenido de carbono en hojarasca, con un valor de 0.51 Mg ha$^{-1}$ (Cuadro 1). El sistema PTC 12, presentó la segunda cantidad más alta con 0.37 Mg ha$^{-1}$, y el sistema PTC L la cantidad más baja con 0.22 Mg ha$^{-1}$. De acuerdo a la prueba de Tukey no presentaron diferencias significativas; sin embargo, la diferencia mínima significativa honesta indica que existe mayor contenido de carbono en el sistema PTC R. Esta tendencia puede atribuirse a que el carbono almacenado en biomasa vegetal aérea en el sistema PTC R es mayor que en los demás sistemas, según la prueba de Tukey. Estos resultados responden a la alta densidad de siembran con que se maneja este sistema.

La alta densidad de siembra se debe al carbono almacenado en arbustos (cafetos más frutales), puesto que a diferencia del PTC L y PTC 12 en este sistema se maneja una renovación de cafetos con alta densidad de siembra. Por tanto, a mayor cantidad de carbono en biomasa vegetal aérea se genera mayor carbono almacenado en hojarasca, evidenciándose una relación directamente proporcional.

**Cuadro 1. Carbono almacenado en biomasa vegetal aérea y hojarasca en tres sistemas PTC con diferente manejo agronómico.**

| Tipo de manejo | Carbono almacenado en arboles (Mg ha$^{-1}$) | Carbono almacenado en arbustos (Mg ha$^{-1}$) | Carbono almacenado en herbáceas (Mg ha$^{-1}$) | Carbono almacenado en biomasa vegetal aérea (Mg ha$^{-1}$) | Carbono almacenado en hojarasca (Mg ha$^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|---|
| PTC R | 1.79 AB | 26.79 A | 0.75 B | 29.34 A | 0.51 A |
| PTC L | 1.20 B | 10.18 B | 1.38 BA | 12.76 B | 0.22 A |
| PTC 12 | 1.98 A | 10.55 B | 2.89 A | 15.43 B | 0.37 A |
| DMSH[1] | 0.62 | 2.91 | 1.94 | 3.53 | 0.48 |

Medias con una letra común no son significativamente deferentes ($p > 0.05$). [1]DMSH. Diferencia mínima significativa honesta.

Los resultados obtenidos de carbono almacenado en árboles y arbustos para los tres tipos de manejo fueron contrastantes con lo reportado por Flores (2018), quien indicó valores de contenido de carbono en árboles entre 12.25 y 29.35 Mg ha$^{-1}$ y Masuhara *et al*. (2015) los que reportaron un valor de 20.9 Mg ha$^{-1}$. Para el caso de carbono almacenado en arbustos, Flores (2018) y Masuhara *et al*. (2015) registraron 6.49 Mg ha$^{-1}$ y 1.7 Mg ha$^{-1}$ respectivamente. Diferencias que corroboran que el manejo con alta densidad de plantas de café afecta los valores de biomasa vegetal a nivel de la estructura de la composición florística (árboles y arbustos) y por tanto al contenido de carbono.

Respecto a carbono almacenado en herbáceas, los resultados son parecidos a lo reportado por Flores (2018), Hernández-Cruz (2013), Masuhara *et al*. (2015) y Rojas (2014) quienes indican 0.13 a 0.15 Mg ha$^{-1}$, 0.13 Mg ha$^{-1}$, 0.76 Mg ha$^{-1}$ y 0.39 a 0.5 Mg ha$^{-1}$ respectivamente.

Sin embargo, el carbono almacenado en biomasa vegetal aérea presenta valores similares a lo reportado por Espinoza-Domínguez *et al*. (2012) y Masuhara *et al*. (2015) para un policultivo tradicional con café, quienes registraron valores entre 29 a 114.01 Mg $ha^{-1}$ y 23.53 Mg $ha^{-1}$ respectivamente, del mismo modo, Espinoza-Domínguez *et al*. (2013), Flores (2018) y Masuhara *et al*. (2015) coinciden con los valores registrados en este estudio, estos autores reportan 0.3 a 0.9 Mg $ha^{-1}$, 0.25 a 0.79 Mg $ha^{-1}$ y 0.96 Mg $ha^{-1}$ respectivamente.

## Conclusiones

El policultivo tradicional de café manejado con renovación a altas densidades de siembra fue el que obtuvo los valores más altos en carbono almacenado de arbustos (26.79 Mg $ha^{-1}$), en la biomasa vegetal aérea (29.34 Mg $ha^{-1}$) y hojarascas (0.51 Mg $ha^{-1}$), esto se puede adjudicar a la mayor densidad de plantas en el sistema. Por tanto, el PTC R es el más eficiente para almacenar carbono en hojarasca, lo que permite comprobar que el tipo de manejo agronómico influye en el aporte y acumulación de biomasa vegetal aérea, generando variaciones en la concentración de carbono en hojarasca.

## Agradecimientos

Se agradece a los productores cooperantes de Huatusco, Veracruz por su amabilidad y hospitalidad, por su recibimiento en sus parcelas. También, por la ayuda y colaboración en la toma de muestras.

Se agradece también a todo el equipo de trabajo, por su disposición para colectar las muestras, capturar y sistematizar los resultados.

## Literatura citada

Ávalos-Sartorio, B. 2002. Los cafetales de sombra como proveedores de servicios ambientales. Ciencia y Mar 5:17-22.

Casanova-Lugo, F., J. Petit-Aldana y J. Solorio-Sánchez. 2011. Los sistemas agroforestales como alternativa a la captura de carbono en el Trópico Mexicano. Revista Chapingo. Serie Ciencias Forestales y del Ambiente 17:133-143.

Casanova-Lugo, F., L. Ramírez y F. Solorio. 2007. Interacciones radiculares en sistemas agroforestales: mecanismo y opciones de manejo. Avances en Investigación Agropecuaria 11:41-52.

Cisneros, V. M., D. Martínez., S. Díaz., J. A. Torres., C. Guadarrama y A. Cruz. 1993. Caracterización de la agricultura de la zona centro de Veracruz. Centro Regional Universitario Oriente. Universidad Autónoma Chapingo. Veracruz, México.

Escamilla-Prado, E., A. Licona-Vargas, A., S. Díaz Cárdenas., H. Santoyo Cortés., R. Sosa y L. Rodríguez Ramírez. 1994. Los sistemas de producción del café en el centro de Veracruz, México. Un análisis tecnológico. Revista de Historia 30:41-67.

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 8:57-70.

Flores, M. 2018. Servicios ambientales en los sistemas agroforestales de café orgánico en Catuaí Amarillo S.S.S. Veracruz. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma Chapingo. Huatusco de Chicuellar, Veracruz, México. 82 p.

Hernández-Cruz, E. 2013. Carbono acumulado en dos sistemas agroforestales y un sistema de bosque de niebla. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma Chapingo. Chapingo, Estado de México.

Masuhara, A., E. Valdés., J. Pérez., D. Gutiérrez., J. Cutberto-Vázquez., E. Salcedo., M. 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.

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

Rojas, L. 2014. Evaluación de carbono en sistemas agroforestales de café (*Coffea arabica* L.) en Chocaman, Veracruz. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma Chapingo. Chapingo, Estado de México.

Rügnitz, M., M. Chacón y R. Porro. 2009. Guía para la Determinación de Carbono en Pequeñas Propiedades Rurales. 1a. ed. Centro Mundial Agroforestal (ICRAF) y Consorcio Iniciativa Amazónica (IA). Lima, Perú. 79 p.

Segura, M., M. Kanninen and D. Suárez. 2006. Allometric models for estimating aboveground biomass of shade trees and coffee bushes grown together. Agroforestry Systems 68:143-150.

# 1.4. Degradación edáfica y su influencia sobre la respiración de suelos áridos del Sureste de Coahuila

**Ayala-Niño Fernando**[1]; Juárez-Altamirano Rene[1]; 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. En el presente estudio se cuantificará el efecto del cambio de uso de suelo en la respiración edáfica dentro de la región sureste del estado de Coahuila. Se midió la respiración del suelo ($R_s$) en cinco usos de suelo: agrícola, conservado, huertos, ganadería e industriales; con 9 réplicas cada uno, dando un total de 45 sitios, con 5 repeticiones por sitio colocadas en transectos lineales cada 30 m ($n$=225). Adicionalmente, se determinó la temperatura ambiental y del suelo, humedad relativa y del suelo, así como la radiación fotosintéticamente activa (PAR) *in situ* al momento de la medición. Los flujos de $CO_2$ del suelo para los diferentes usos de suelo varían de 0.0 a 1.11 µmol mol$^{-1}$. Los suelos con uso productivo (agrícolas, ganaderos, huertos) presentan una mayor $R_s$ en comparación con los suelos conservados y con influencia industrial. Todas las variables ambientales presentaron correlaciones significativas ($p<0.001$). En tanto que el PAR no mostró una relación significativa. La humedad del suelo explicó un 30% de la $R_s$. Con este trabajo se da inicio al estudio del efecto del cambio de uso de suelo en la degradación de este, utilizando a la $R_s$ como indicador de esta en la región sureste del estado 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. In the present study will be quantified the effect of the land use change over soil respiration within southeast region of Coahuila state. Soil respiration ($R_s$) was measured in five land uses: agriculture, natural, orchard, livestock and industrial; with 9 replicas each one, gives a total of 45 sites, with 5 repetitions per site, placed at lineal transects 30 m each ($n$=225). Additionally, it was determined the environmental and soil temperature and relative humidity, plus the photosynthetically active radiation (PAR) *in situ*, at the moment of measure. The $CO_2$ fluxes from the soil for the different land uses vary from 0.0 to 1.11 µmol mol$^{-1}$. The soils with productive use (agriculture, livestock, and orchard) displays a high $R_s$, in comparison with natural soils and with industrial influence. All environmental variables show significant correlations ($p<0.001$). Meanwhile the PAR doesn't show any significant correlation. Soil moisture explained a 30% of $R_s$. With this work initiates the study of the effect of land use change in soil degradation, using the $R_s$ as indicator on the southeast region of Coahuila state.

**Key words:** *soil respiration*; *arid zones*; *Coahuila*; *land uses.*

## Introducción

De acuerdo con la FAO (2019), la degradación del suelo es definida como la disminución de la capacidad del ecosistema para producir bienes o prestar servicios a sus beneficiarios, producto de la pérdida de la capa superficial y de los nutrientes del suelo. En las regiones áridas y semiáridas este proceso degradativo conocido como desertificación, es el resultado de cambios de uso de suelo por actividades antrópicas, acentuada por las condiciones climáticas como altas temperaturas y escasas precipitaciones promoviendo la fragmentación de los ecosistemas naturales (Granados-Sánchez *et al*., 2013).

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. En el estado de Coahuila de Zaragoza estas regiones han sido afectadas por cambios de uso de suelo producto de la conversión y pérdida de la cobertura vegetal del terreno, degradación a través de la implementación de actividades económicas y del crecimiento urbano no planificado. Estos cambios en el uso del suelo afectan al ambiente físico y biológico, los procesos ecosistémicos así como sus interacciones ecológicas (Lambin, 1997; Arriaga y Maya, 2007).

La degradación del suelo es uno de los principales procesos que afecta de manera directa la tasa de intercambio y mineralización del carbono (C) (Grant *et al.*, 1993), el cual puede ser estimado a través del flujo de $CO_2$, también conocido como respiración del suelo ($R_s$) (Raich y Schlesinger, 1992). Este flujo es el resultado del metabolismo de la respiración de los microorganismos heterótrofos, las raíces y sus micorrizas asociadas (Hanson *et al.*, 2000; Guerrero-Ortíz *et al.*, 2012). La información sobre $R_s$ proporciona datos relevantes sobre la salud del ecosistema, siendo una vía para conocer el impacto de los cambios de uso de suelo en la dinámica ecológica del ecosistema desértico del sureste del estado de Coahuila, México.

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 (CONAGUA, 2017). Los suelos dominantes son Litosoles y Xerosoles y Regosoles (SEMA, 2017), los cuales presentan una clase textural media y fases físicas petrocálcicas y predregosas. 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.

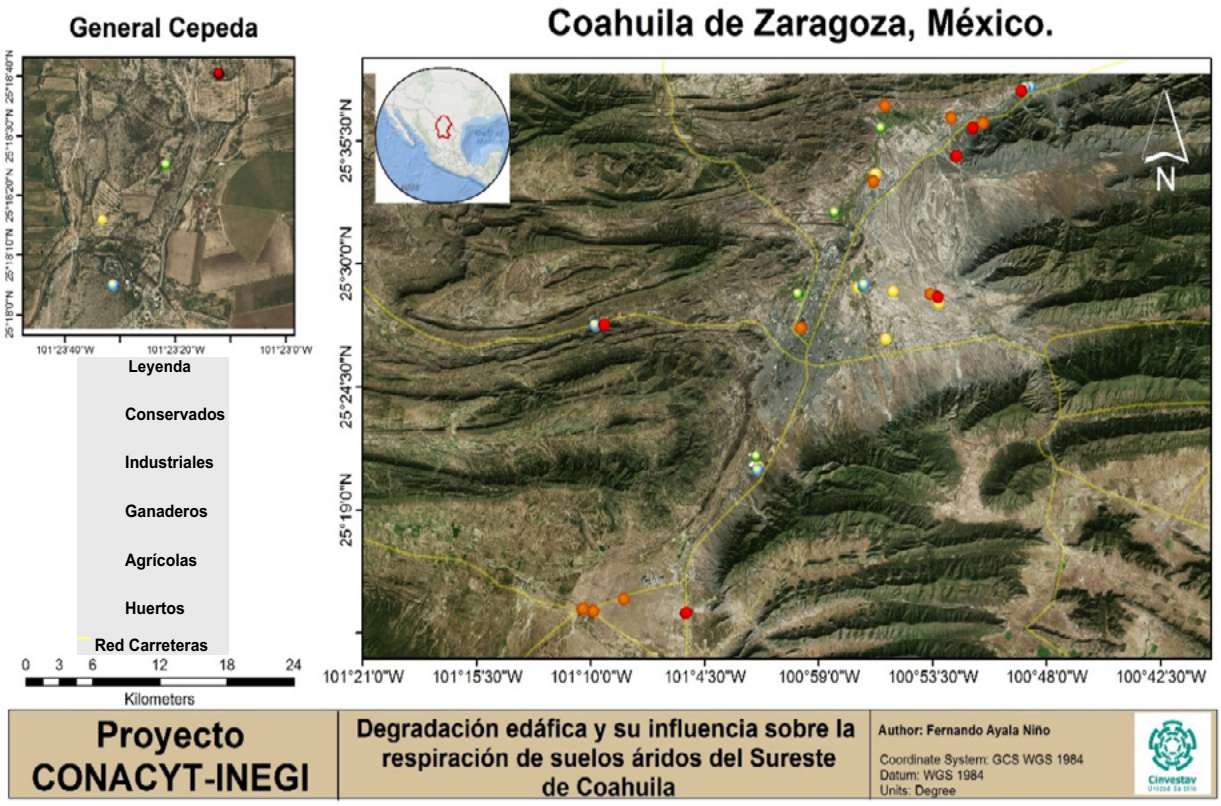



**Figura 1. Localización del área de estudio.**

## *Metodología*

Se identificaron 45 sitios de muestreo incluyendo los principales usos de suelo de la región: agrícolas, ganaderos, huertos, industriales y conservados, con nueve 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 ($n$=225), en los cuales se colocaron anillos de PVC de 4" de diámetro a una profundidad de 5 cm. Los collares fueron colocados un día antes para su medición al día siguiente. El muestreo se realizó en febrero de 2019, durante una semana, 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 (ANOVA) de una vía ($p<0.05$). Para determinar diferencias significativas entre las medias se utilizó la prueba de Tukey's. También se realizaron análisis de correlación de Pearson's y regresiones lineales 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 entre los usos de suelo como se muestra en la Figura 2. Los sitios agrícolas, ganaderos y huertos presentan significativamente mayor $R_s$ debido al manejo, riego y aportes de materia orgánica, resultado de más de 35 años de uso intensivo (0.03 a 0.72 µmol mol$^{-1}$); en comparación con los sitios conservados e industriales donde existe un menor flujo (0.0 a 0.19 µmol mol$^{-1}$). En estos sitios la dinámica ecológica sólo se da después de pulsos de precipitación durante la temporada de lluvias (julio-septiembre) (Noy-Meir, 1973).

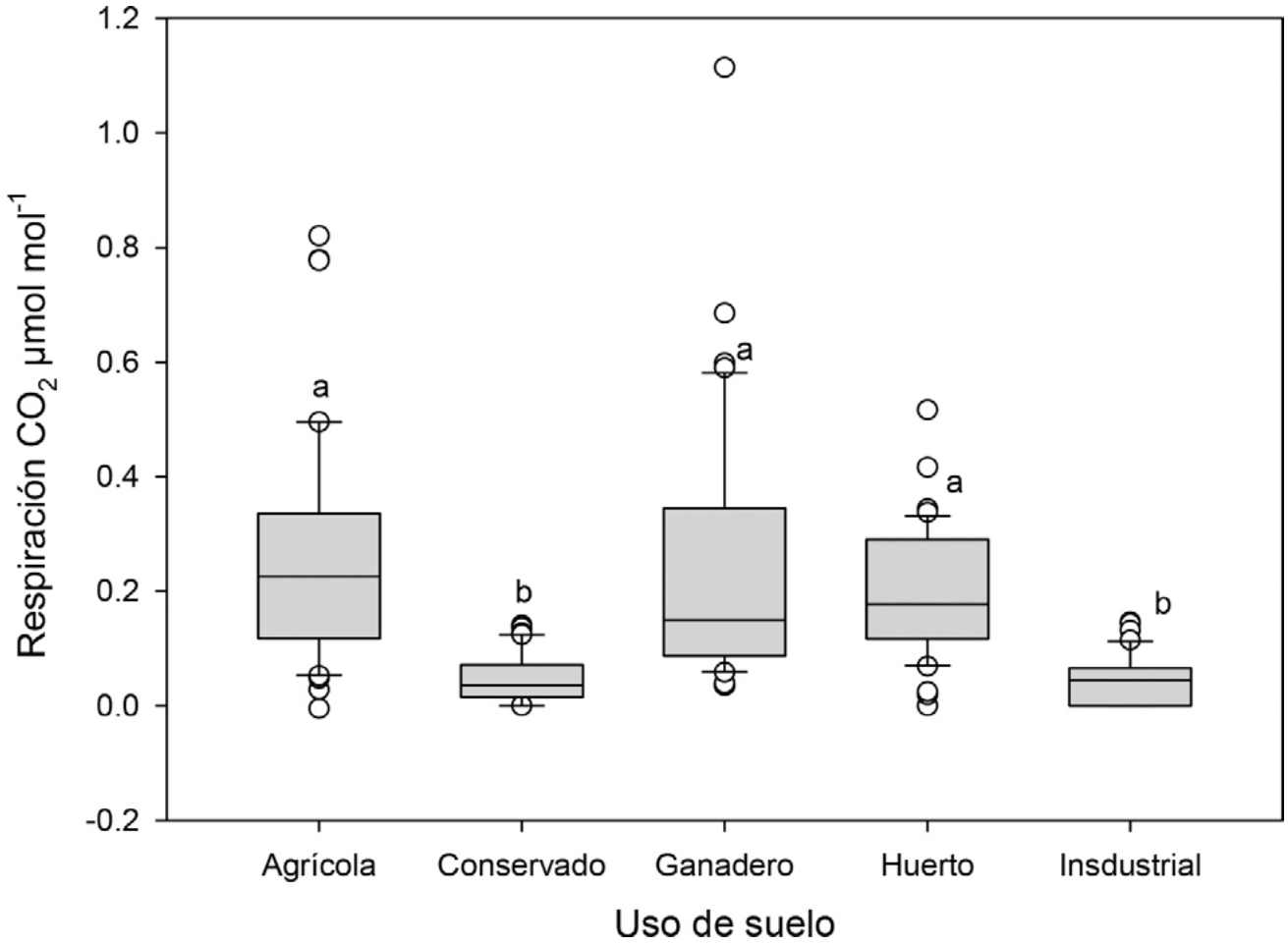



**Figura 2. Efecto del uso del suelo sobre la respiración edáfica en el sureste del Estado de Coahuila.**
Las diferentes letras corresponden a las diferencias entre los usos de suelo, de acuerdo con la prueba de Tukey HSD ($p < 0.05$).

En el Cuadro 1 se presentan los resultados de las variables ambientales para cada uno de los usos de suelo. Tanto la temperatura ambiental como la del suelo al momento de la medición mostraron la misma tendencia, los valores más bajos se muestran en los ambientes de uso ganadero en comparación con el resto de los usos de suelo (Cuadro 1). La radiación fotosintéticamente activa (PAR), no mostró diferencias significativas entre los usos de suelo. Tanto la humedad ambiental como la del suelo fue significativamente menor en los sitios conservados y con influencia industrial, especialmente en comparación con los sitios agrícolas y ganaderos. Estas diferencias entre las variables ambientales se deben al manejo propio de cada uso de suelo, mientras que la mayoría de los sitios agrícolas, ganaderos y huertos presentan riego de manera frecuente, en los sitios con influencia industrial y sitios conservados, únicamente se presenta la precipitación ocasional que se presenta de forma natural.

**Cuadro 1. Condiciones ambientales en la medición de la respiración del suelo con diferentes usos en el sureste del Estado de Coahuila.**

| Variable | Agrícola | Conservado | Huerto | Ganadero | Industrial | gl | *F* | *P* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| T ambiental | 29.56±1.25[a] | 27.63±1.18[ab] | 29.35±1.18[a] | 24.47±1.19[b] | 29.86±1.06[a] | 4 | 3.65 | <0.001 |
| HR amb. | 27.26±0.81[a] | 24.38±1.09[bc] | 26.76±0.64[ab] | 28.36±0.48[a] | 21.62±0.52[c] | 4 | 13.23 | <0.001 |
| PAR | 986.31±80.71 | 852.38±71.65 | 720.84±95.79 | 693.31±81.68 | 842.98±63.64 | 4 | 2.18 | n.s. |
| T suelo | 26.20±1.05[ab] | 26.43±0.94[ab] | 26.95±1.06[ab] | 23.93±0.83[b] | 28.13±0.94[a] | 4 | 2.51 | 0.043 |
| H suelo | 14.88±1.39[a] | 2.17±0.26[c] | 10.58±1.15[b] | 7.91±0.92[b] | 3.43±0.46[c] | 4 | 30.93 | <0.001 |

Valores representan la media ± error estándar ($n$=45). Letras diferentes significan diferencias significativas entre usos de suelo, de acuerdo con la comparación múltiple de medias de Tukey ($p$< 0.05), en una ANOVA de una vía. Ta= temperatura, HR= humedad relativa, PAR= Luz fotosintéticamente activa, H= humedad.

En el Cuadro 2 se presentan los resultados de las correlaciones entre las variables ambientales. Se observa una alta correlación entre la temperatura ambiental y la temperatura del suelo, además de las correlaciones negativas entre la humedad ambiental y la temperatura tanto ambiental como del suelo y el PAR. Adicionalmente se muestra que la humedad fue la única variable ambiental que presentó una correlación con la respiración del suelo.

**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 ambiental | RH ambiental | PAR | Ta suelo | H suelo |
|---|---|---|---|---|---|
| $R_S$ | 0.13 | 0.10 | 0.15* | 0.07 | 0.55*** |
| Ta ambiental | | -0.61*** | 0.63*** | 0.95*** | 0.12 |
| RH ambiental | | | -0.44*** | -0.66*** | 0.12 |
| PAR | | | | 0.61*** | -0.02 |
| Ta suelo | | | | | 0.05 |

(***p<0.001; ** p<0.01; *p<0.05). *Rs* = Respiración del suelo ($CO_2$ µmol $mol^{-1}$) Ta= temperatura, HR= humedad relativa, PAR= Luz fotosintéticamente activa, H= humedad.

Para corroborar la correlación entre la humedad del suelo y la respiración, se realizó una regresión lineal entre estas dos variables. De acuerdo con la Figura 3, se observa un valor de correlación positiva baja ($R^2$=0.30). Lo anterior reafirma la idea de que en ambientes áridos el flujo de C del suelo está controlado por la humedad de este, pues la temperatura influye mayormente cuando hay limitaciones en el contenido de agua del suelo (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). 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).

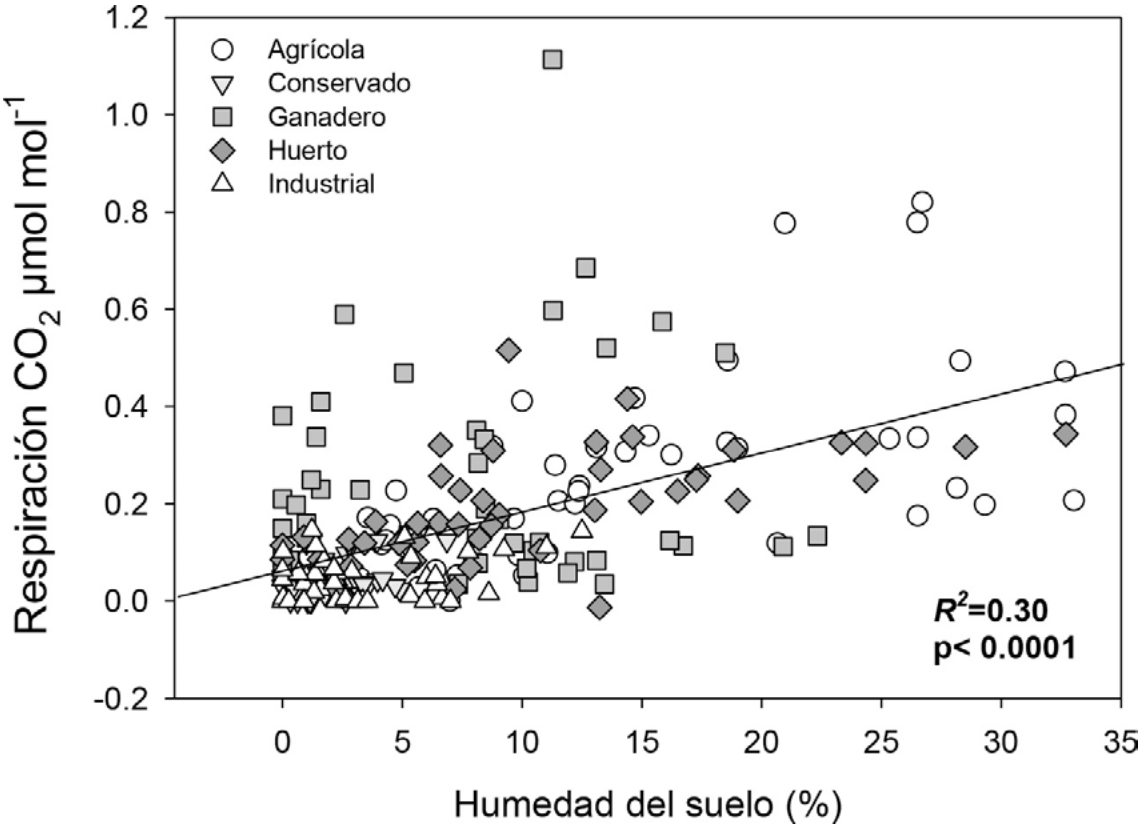



**Figura 3. Regresión lineal entre la respiración y el porcentaje de humedad del suelo para cada uno de los diferentes usos de suelo localizados al sureste del Estado de Coahuila.**

## Conclusiones

En el ecosistema árido del norte de México la cantidad de estudios referentes a la dinámica del flujo de C a través de la respiración del suelo son aún incipientes, por lo que le presente trabajo representa el primer esfuerzo formal para conocer la dinámica del C, lo que puede considerarse como una línea base y de referencia para estudios futuros sobre la influencia del cambio climático en la tasa de respiración edáfica en la región sureste del estado de Coahuila de Zaragoza. Aunque los resultados obtenidos hasta el momento presentan alta variabilidad en todos los usos de suelo, estos resultados sólo representan la primera campaña de trabajo de campo, por lo que esperamos representar la variabilidad interanual de los flujos de C del suelo en las campañas sucesivas. Con los resultados del presente estudio se puede comenzar a vislumbrar que el cambio de uso de suelo tiene un efecto sobre la respiración del este, sobre todo a través de las modificaciones que tienen sobre las variables ambientales que regulan el flujo del C del suelo a la atmósfera.

## Agradecimientos

Al CINVESTAV-Unidad Saltillo por las facilidades prestadas para la realización del proyecto del fondo sectorial CONACyT-INEGI (289644).

## Literatura citada


Arriaga, L. and Y. Maya. 2007. Spatial Variability in Decomposition Rates in a Desert Scrub of Northwestern Mexico. Plant. Ecology 189:213-225.

CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2017. Estadísticas del agua en México. http://www.conagua.gob.mx (Consulta: marzo 3, 2018).

Curiel-Yuste, J., D. D. Baldocchi., A. Gershenson., A. Goldstein., L. Misson and S. Wong. 2007. Microbial soil respiration and its dependency on carbon inputs, soil temperature and moisture. Global Change Biology 13:2018-2035.

Davidson, E. A. and I. A. Janssens. 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. Nature 440:165-73.

FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). 2019. Degradación del suelo. http://www.fao.org/soils-portal/soil-degradation-restoration/es/ (Consulta: febrero 20, 2019).

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.

Grant, R. F., N. G. Juma and W. B. McGill. 1993. Simulation of carbon and nitrogen transformations in soil: Mineralization. Soil Biology & Biochemistry 25:1317-1329.

Guerrero-Ortíz, P. L., R. Quintero-Lizaola., V. Espinoza-Hernández., G. S. Benedicto-Valdés y M. de J. Sánchez-Colín. 2012. Respiración de $CO_2$ como indicador de la actividad microbiana en abonos orgánicos de *Lupinus*. Terra Latinoamericana 30:355-362.

Hanson, P. J., N. T. Edwards., C. T. Garten and J. A. Andrews. 2000. Separating root and soil microbial contributions to soil respiration: A review of methods and observations. Biogeochemistry 48:115-146.

Lambin, E. F. 1997. Modelling and monitoring land-cover change processes in tropical regions. Progress in Physical Geography 21:375-393.

Noy-Meir, I. 1973. Desert ecosystems: environment and producers. Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics 4:25-41

Raich, J. W. and W. H. Schlesinger. 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. Tellus B 44:81-99.

SEMA (Secretaría de Medio Ambiente). 2017. Programa de Ordenamiento Ecológico del Estado, Bitácora Ambiental. https://www.sema.gob.mx/SRN-SIIAECC-POETE-DOC_CARAC.php (Consulta: marzo 25, 2019).

Zhang, T., Y. Zhang., M. Xu., J. Zhu., N. Chen., Y. Jiang., K. Huang., J. Zu., Y. Liu and G. Yu. 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.

# 1.5. Diseño experimental para emisiones de $CO_2$ del suelo mediante la cámara de flujo LI-COR LI-8100A

**López-Teloxa Leticia C.**[1*]; Monterroso-Rivas Alejandro I.[2]; Gómez-Díaz Jesús D.[2] y Cruz-Sánchez Yadihra[3]

[1]Departamento de Fitotecnia. Universidad Autónoma de Chapingo. km 38.5 carretera México-Texcoco, Chapingo, Estado de México. C.P. 56230
[2]Departamento de Suelos. Universidad Autónoma de Chapingo. km 38.5 carretera México-Texcoco, Chapingo, Estado de México. C.P. 56230
[3]Posgrado en Ciencia Forestales. División de ciencias forestales. Universidad Autónoma de Chapingo. km 38.5 carretera México-Texcoco, Chapingo, Estado de México. C.P. 56230
*Autor de correspondencia: citlaly_lo@hotmail.com

## Resumen

Las emisiones de $CO_2$ provenientes del suelo es la segunda mayor vía de intercambio de $CO_2$ de la superficie terrestre a la atmósfera, solo después de la fotosíntesis. La difusión del $CO_2$ del suelo a la atmósfera está en función de factores como temperatura, la humedad y textura del suelo. Por lo anterior, el objetivo del presente trabajo fue establecer los intervalos entre muestreo y muestreo para obtener resultados confiables de acuerdo a diferentes condiciones climáticas y a las especificaciones de uso del equipo LI-COR 8100A. Los resultados arrojan que el intervalo más confiable son cada 2 horas, ya que el suelo estará completamente expuesto al sol, el viento y la precipitación lo que conlleva a que las condiciones sean las mismas dentro del collar como en el suelo circundante a este.

**Palabras clave:** *dióxido de carbono*; *respiración del suelo*; *factores del clima.*

## Abstract

$CO_2$ emissions from the ground is the second largest way of exchanging $CO_2$ from the Earth's surface to the atmosphere, only after photosynthesis. The diffusion of $CO_2$ from the soil to the atmosphere is a function of factors such as temperature, humidity and soil texture. Therefore, the objective of this work was to establish the intervals between sampling and sampling to obtain reliable results according to different climatic conditions and to the specifications of use of the LI-COR 8100A equipment. The results show that the most reliable interval is every 2 hours, since the soil will be completely exposed to the sun, wind and precipitation which leads to the conditions being the same inside the collar as in the soil surrounding it.

**Key words:** *carbon dioxide*; *soil respiration*; *climate factors.*

## Introducción

Conocer las emisiones de $CO_2$ provenientes del suelo es de suma importancia, ya que son datos que pueden ayudar a desarrollar herramientas para el óptimo manejo y conservación del suelo, esto con la finalidad de reducir las emisiones de unos de los gases de mayor concentración en la atmosfera. Además, cabe resaltar que los procesos biológicos que ocurren en el suelo presentan gran influencia en el ciclo del carbono y son de gran relevancia en estudios biogeoquímicos debido a que los suelos contienen el doble de carbono que la atmósfera. Los dos procesos más importantes que afectan a este ciclo son la fotosíntesis de la vegetación y la respiración, en particular la respiración del suelo (Cueva *et al.* 2012).

Investigar y cuantificar los principales efectos que tiene la heterogeneidad en el ecosistema sobre los flujos de $CO_2$ permitirá mejorar el entendimiento de la variación de estos flujos a diferentes escalas espaciales, así como reducir la incertidumbre sobre los estimados de la respiración del suelo en ecosistemas heterogéneos (Cerón-Rincón y Ramírez-Valencia, 2011; Serran *et al.* 2017).

Por lo anterior, el objetivo del presente trabajo fue establecer los intervalos entre muestreo y muestreo para obtener resultados confiables de acuerdo a diferentes condiciones climáticas y a las especificaciones de uso del equipo LI-COR 8100A

## Materiales y Métodos

Las pruebas realizadas se hicieron en *Cynodon dactylon* (L.) Pers. (Bermuda), es la especie más utilizada en campos deportivos. Se caracteriza por presentar ciertas ventajas, como ser tolerante a las bajas alturas de corte y al tránsito excesivo, tener rápida recuperación después de un pisoteo o corte, buena resistencia a enfermedades y adaptación a varias condiciones de drenaje.

Las mediciones realizadas con tiempos de cada 5, 60 y 120 min (Figuras 1, 2 y 3, respectivamente), se determinaron en pastos Bermuda sembrados a sol directo, con 8 horas al día, desde hace 50 años aproximadamente. Por otra parte, las mediciones con tiempos de cada 30 min, se realizaron en pastos Bermuda a la sombra con 3 horas de sol al día, sembrados desde hace (20 años) aproximadamente.

La tasa de flujo de emisiones de $CO_2$ del suelo se midió utilizando un sistema de flujo de $CO_2$ del suelo dinámico cerrado (LI-8100A, LI-COR Inc., Lincoln, Nebraska, EE.UU.) integrado con un analizador de gas infrarrojo (IRGA), el cual se conecta a una cámara de respiración del suelo (Modelo 8100-104) en conjunto, miden la concentración de $CO_2$ y determinan el flujo de salida mediante el ajuste de la cámara a un collar de cloruro de polivinilo. A la vez, la temperatura y humedad del suelo se miden utilizando dos sensores adjuntos, p/n8150-203 Soil Temperature Probe y 8100-204 Theta soil Moisture Probe suelo, respectivamente.

El $CO_2$ atmosférico acumulado en la cámara, se midió como $CO_2$ mmol mol$^{-1}$ de aire seco, a 2 tiempos diferentes de observación, la primera de 240 min, en 4 intervalos de 20 repeticiones seguidas durante 8 horas, la segunda fue de 90 s con 2 repeticiones cada 30, 60 y 120 min, durante 72, 10 y 6 horas, respectivamente. Todas las mediciones se programaron con 30 s de banda muerta, pre-purga de 60 s y pos-purga de 30 s. Los valores del flujo de $CO_2$ se calcularon utilizando la ecuación 1 y se expresaron como $CO_2$ µmon m$^{-2}$ s$^{-1}$:

$$F_c = \frac{10VP_0\left(1-\frac{w_0}{1000}\right)}{RS(T_0+273.15)}\frac{\partial C\prime}{\partial t} \qquad \text{(Ec. 1)}$$

donde, $F_c$ es la tasa de flujo de $CO_2$ del suelo (µmol m$^{-2}$ s$^{-1}$), V es el volumen (cm$^3$), $P_0$ es la presión inicial (kPa), $W_0$ es la fracción de mol de vapor de agua inicial (mmol mol$^{-1}$), $S$ es el área de la superficie del suelo (cm$^2$), $T_0$ es la temperatura inicial del aire (°C), y $\frac{\partial C\prime}{\partial t}$ es la tasa de cambio inicial en la fracción molar de $CO_2$ corregida por el agua (µmol mol$^{-1}$).

Con los resultados obtenidos se realizó un análisis de varianza (ANOVA) para identificar diferencias estadísticamente significativas en los valores de $CO_2$ entre horarios de muestreo. Las diferencias significativas entre las medias se identificaron mediante la prueba de Tukey en $P < 0.05$. Tal como lo sugieren otros autores (Alvarez, 2005; Pompa-García y Sigala-Rodríguez, 2017). Todos los análisis estadísticos se realizaron con el software Minitab R 16.1.0. (2010 Minitab Inc.).

## Resultados y Discusión

Como se puede observar en las Figuras 1, 2 y 3, las mediciones se realizaron entre las 8:00 y 19:00 horas, los valores de flujo de $CO_2$ oscilan entre 5 a 20 µmol/m$^2$/s, e incrementan al medio día, presentando

los valores más altos entre la 13:00 y las 15:00. Por otro lado, la temperatura del suelo oscila 14 a 26 °C. En la Figura 1, el flujo más alto es de 19.74 µmol/m$^2$/s a una temperatura de 25.8°C, registrado a las 13:22 horas, mientras que el flujo de $CO_2$ más bajo es 11.62 µmol/m$^2$/s a una temperatura de 21.2°C registrado a las 11:41 horas. En la Figura 2, el flujo más alto es de 16.32 µmol/m$^2$/s a una temperatura de 25°C, registrado a las 13:47 horas, mientras que el flujo de $CO_2$ más bajo es 6.81 µmol/m$^2$/s a una temperatura de 14°C registrado a las 08:47 horas. En la Figura 3, el flujo más alto es de 17.5 µmol/m$^2$/s a una temperatura de 26°C, registrado a las 13:02 horas, mientras que el flujo de $CO_2$ más bajo es 8.86 µmol/m$^2$/s a una temperatura de 15°C registrado a las 09:02 horas.

Es importante considerar que muchos autores se refieren al flujo de $CO_2$ del suelo como la respiración del suelo (Serran *et al.* 2017, Tang y Baldocchi, 2005) Además afirman que este flujo es proveniente, principalmente, del metabolismo microbiano, raíces y la tasa de mineralización de la materia orgánica del suelo (Tang y Baldocchi, 2005). De acuerdo esto Hernández *et al.* (1995), Serran *et al.* (2017), Tang y Baldocchi (2005), afirman que la temperatura y humedad del suelo explican la variación de los flujos de $CO_2$ provenientes del suelo.

Por otro lado, en la Figura 4, las mediciones se realizaron durante 72 horas, colocando la cámara un viernes a las 15:00 horas y levantándola en lunes a las 15:00 horas. Con una mayor cantidad de datos diurnos y nocturnos, se puede apreciar una variación importante en cuanto al flujo de $CO_2$. Los datos recolectados arrojan que los valores más altos de $CO_2$ corresponden a horarios nocturnos y que los valores más bajos son para horarios diurnos. Para el día viernes, el flujo más alto es de 5.97 µmol/m$^2$/s a una temperatura de 16 °C, registrado a las 15:13 horas, mientras que el flujo de $CO_2$ más bajo es 3.15 µmol/m$^2$/s a una temperatura de 15 °C registrado a las 20:11 horas. Para el día sábado, el flujo más alto es de 6.1 µmol/m$^2$/s a una temperatura de 15 °C, registrado a las 20:41 horas, mientras que el flujo de $CO_2$ más bajo es 3.14 µmol/m$^2$/s a una temperatura de 14 °C registrado a las 09:11 horas. Para el día domingo, el flujo más alto es de 6.44 µmol/m$^2$/s a una temperatura de 16 °C, registrado a las 20:44 horas, mientras que el flujo de $CO_2$ más bajo es 3.27 µmol/m$^2$/s a una temperatura de 14 °C registrado a las 07:14 horas. Para el día lunes, el flujo más alto es de 7.29 µmol/m$^2$/s a una temperatura de 15 °C, registrado a las 00:44 horas, mientras que el flujo de $CO_2$ más bajo es 3.64 µmol/m$^2$/s a una temperatura de 14 °C registrado a las 08:11 horas. Rodríguez-Gutiérrez, (2014), en su trabajo de tesis, afirma que existe una mayor diferencia flujo de $CO_2$ en el día que lo ocurrido en la noche en diferentes sistemas de manejo, labranza convencional y de conservación, siendo mayores los flujos durante el día. Se sabe que las plantas realizan dos mecanismos opuestos para obtener energía: la respiración y la fotosíntesis. La fotosíntesis el medio por el cual las plantas crean y obtienen su alimento en presencia de luz, es el proceso por el cual la planta absorbe el dióxido de carbono del aire y expulsa oxígeno hacia fuera. Por otro lado, como todo ser vivo, también llevan a cabo la respiración, la cual involucra un conjunto de reacciones celulares por las cuales carbohidratos sintetizados por la fotosíntesis son oxidados a $CO_2$ y agua ($H_2O$). En este proceso, la energía liberada se transforma en su mayoría en adenosín trifosfato (ATP, por sus siglas en inglés) y compuestos de carbono intermediarios precursores de la síntesis de aminoácidos y compuestos nitrogenados derivados, entre otros (Azcón-Bieto y Talón 2013).

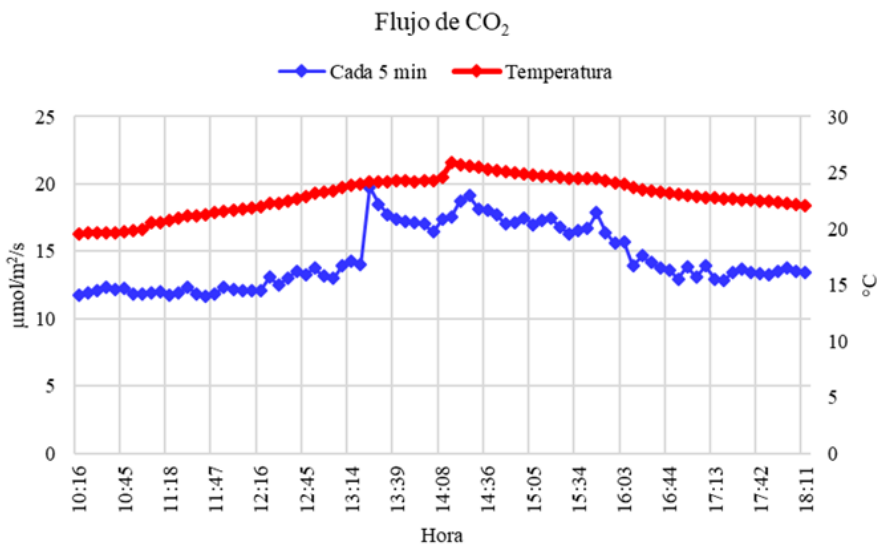



**Figura 1. Flujo de $CO_2$ medidos cada 5 min. con 2 repeticiones.**

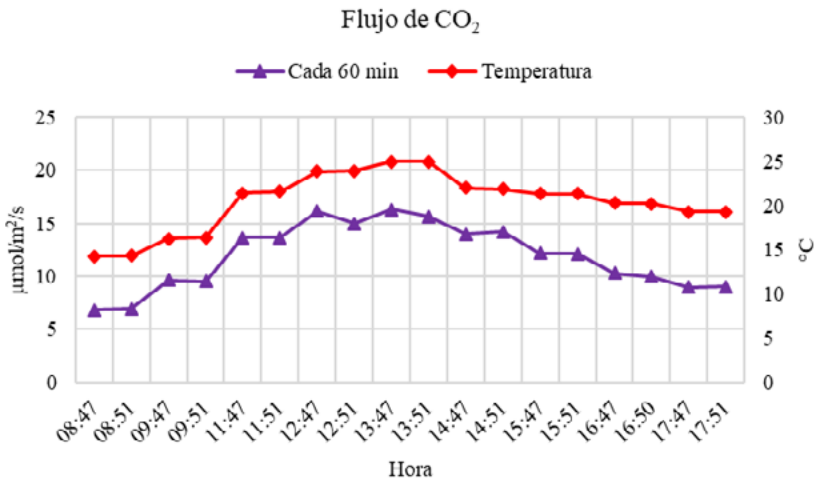



**Figura 2. Flujo de $CO_2$ medidos cada 60 min. con 2 repeticiones.**

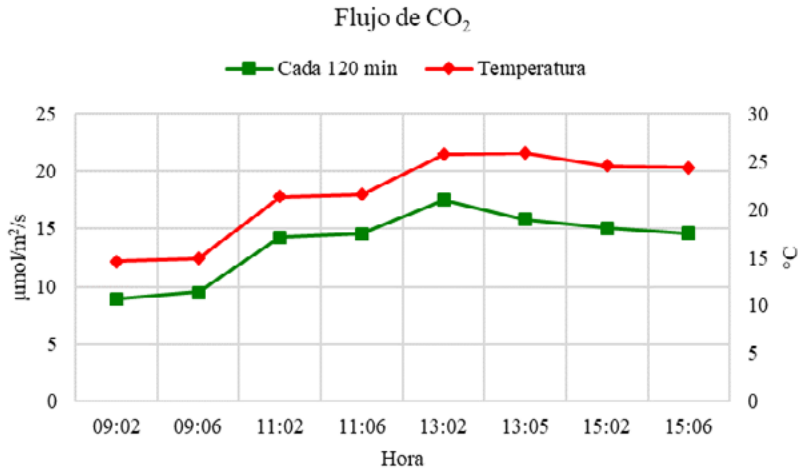



**Figura 3. Flujo de $CO_2$ medidos cada 120 min. con 2 repeticiones.**

Hernández *et al.* (1995) y (Murcia-Rodriguez y Ochoa-Reyes, 2008) reportan resultados similares a los obtenidos, en parcelas cultivadas con caña y en una comunidad sucesional de pastizal, respectivamente, donde la respiración edáfica fue mayor durante la noche comparada con el día, asegurando que esto ocurre generalmente en días soleados. Debido, principalmente a tres razones, la primera de ellas es a una mayor respiración radical por el transporte de asimilados, la cual es incrementada durante los días soleados. La segunda, se refiere a que en días soleados es producto de la alta transpiración. Así, la corriente transpiratoria arrastra $CO_2$ a las hojas provenientes de la respiración radical que se mediría como respiración edáfica de no existir una alta demanda evaporativa en el día. Por ello en la noche los valores de respiración edáfica son altos y en los días nublados las diferencias son mínimas. Por último, de no deberse a lo anterior, la diferencia es producto de la condición favorable de humedad en el suelo durante la noche que incrementa la actividad de los microorganismos.

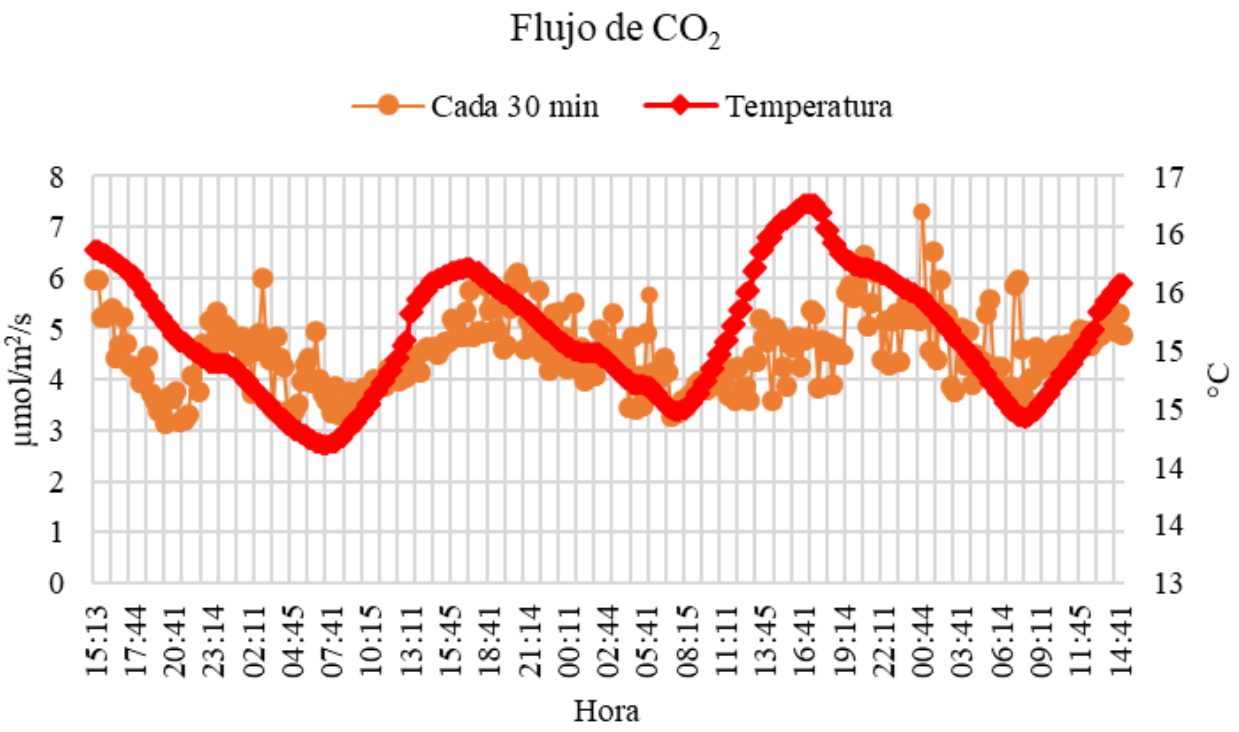



**Figura 4. Flujo de $CO_2$ medido cada 30 min con 2 repeticiones.**
Nota: 3 horas de sol.

De acuerdo a las especificaciones descritas en el manual de uso del sistema de flujo de gas de suelo LI-8100A, de instalación de los cuellos en el suelo se debe realizar varias horas antes de realizar la primera medición. Diferentes autores como (Clough *et al.* 2015; Davidson *et al.* 2002; Parkin y Venterea, 2010; Rochette y Hutchinson 2005) explican que esto es necesario ya que se lleva a cabo la perturbación en el suelo durante el proceso de instalación, el cual consiste en la ruptura de raíces y la fuerza ejercida sobre la base puede generar una compactación del suelo. Por lo que, con el fin de reducir el error asociado a esta perturbación del suelo se recomienda la instalación de la base 24 horas antes de realizar los muestreos, esto con el fin de procurar un tiempo de estabilización de los procesos en el suelo que fueron perturbados durante la instalación.

Lo anterior explica lo que sucede en el recuadro 1 de la Figura 5, donde se observa una dinámica diferente comparada con los recuadros 2 y 3. En ese intervalo se realizó la instalación de cuello. Las primeras 12 horas después de instalada la cámara, se lleva a cabo la estabilización en cuanto a los flujos

de $CO_2$, ya que las 48 horas siguientes (recuadros 2 y 3) presentan una curva bien definida, donde los valores más altos son por la noche y los más bajos son amanecer.

El inicio del tercer día de mediciones, se reportaron precipitaciones que comenzaron a las 18:00 horas, además durante el día la temperatura comenzó a disminuir entre las 16:00 y 17:00, de acuerdo a reportes de la Estación Meteorológica de Chapingo. De acuerdo a lo anterior, según Robertson *et al.* (1997), los niveles de desprendimiento de C disminuyen si las condiciones de contenido de agua no son óptimas para la bioactividad. Por otro lado Hernández *et al.* (1995), afirman que las lluvias favorecen el desarrollo de microorganismos y la fauna edáfica. De igual forma, la respiración radical puede aumentar por la mayor demanda de nutrimentos por las plantas en condiciones favorables de humedad en el suelo. Estacionalmente, la respiración del suelo aumenta en primavera y disminuyó en verano luego de la disminución en el contenido de humedad del suelo, a pesar del aumento en la temperatura del suelo. La respiración del suelo aumenta significativamente después de eventos de lluvia (Tang y Baldocchi 2005).

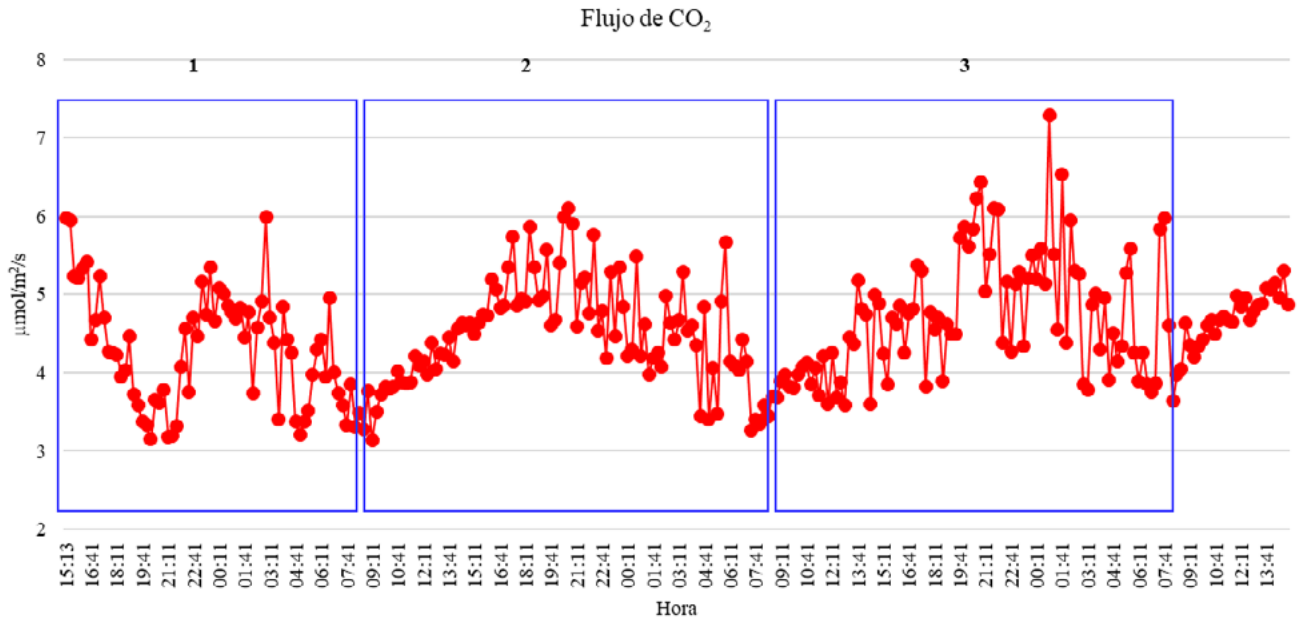



**Figura 5. Flujo de $CO_2$ medidos cada 30 min con 2 repeticiones.**

Realizando una comparación con todos los datos recopilados durante 12 horas de 8:00 a 20:00 horas, en la Figura 6, se observa que para cada 5, 60 y 120 min, demuestran una dinámica similar presentando mayores flujos al medio día, entre las 13:00 y las 15:00 horas, comparada con las mediciones realizadas a cada 30 min. De acuerdo al análisis estadístico (ANOVA un solo factor desapilado) (Cuadro 1) existen diferencias significativas ($P < 0.05$) para las cuatro mediciones realizadas, demostrando que las medias entre intervalos de cada 5 y 120 segundos no hay diferencias, lo mismo ocurre entre 60 y 120. Sin embargo, la media de las mediciones cada 30 min es diferente a las anteriores, esto se debe principalmente a que a pesar que fueron pastos de la misma especie, la incidencia directa del sol juega un papel importante en los flujos de $CO_2$ provenientes del suelo.

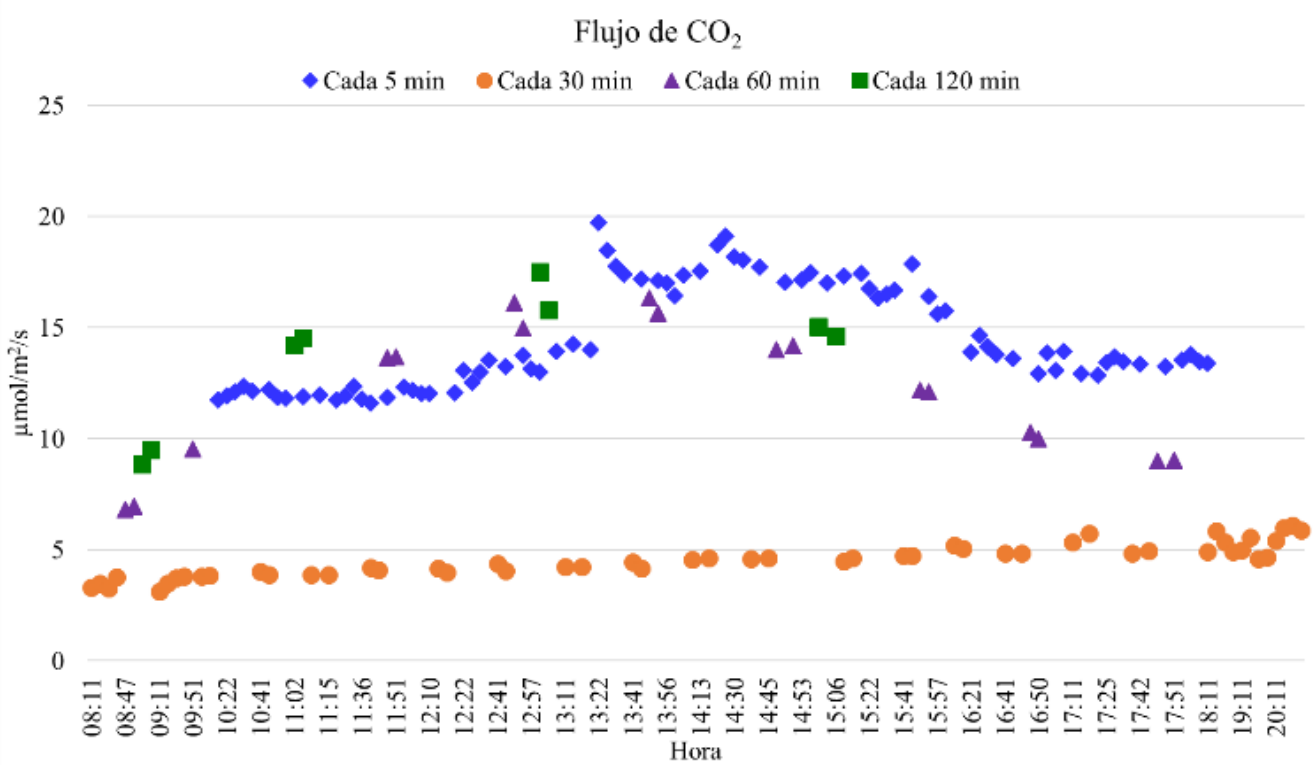



**Figura 6. Conjunto de las mediciones a diferentes intervalos de tiempo.**

**Cuadro 1. Medias y desviación estándar para las mediciones realizadas.**

| Variable | N | Media | Prueba Tukey |
|---|---|---|---|
| Cada 5 min | 81 | 14.49 ± 2.32 | A |
| Cada 30 min | 52 | 4.53 ± 0.73 | C |
| Cada 60 min | 17 | 12.02 ± 3.12 | B |
| Cada 120 min | 8 | 13.76 ± 3.02 | A, B |

Letras indican diferencias significativas.

## Conclusiones

Los resultados proyectan que el intervalo más confiable es cada 2 horas, ya que el suelo estará completamente expuesto al sol, el viento y la precipitación lo que conlleva a que las condiciones sean las mismas dentro del collar como en el suelo circundante a este. Además, se recomienda colocar el cuello en el suelo con al menos 8 horas de anticipación, ya que al perturbar el suelo las emisiones del suelo no son confiables, por lo que se debe tener un tiempo de estabilidad antes de realizar los análisis.

## Agradecimientos

Al CONACYT por la beca, a la DGIP, CIRENAM y Departamento de Suelos de la UACh.

## Literatura citada


Alvarez, R. 2005. A review of nitrogen fertilizer and conservation tillage effects on soil organic carbon storage. Soil Use and Management 21:38-52.

Azcón-Bieto, J. y M. Talón. 2013. Fundamentos de Fisiología vegetal. 2da. Ed. Mcgraw-Hill-Interamericana de España, S. L.

Cerón-Rincón, L. E. y E. Ramírez-Valencia. 2011. Actividad microbiana en suelos y sedimentos en el sistema Córdoba Juan Amarillo, Bogotá D.C. Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 35:349-361.

Clough T. J., P. Rochette., S. Thorams., M. Pihlatie., J. R. Christiansen and R. E. Thorman. 2015. Chamber design. De Klein, C. A. M. and M. Harvey (eds). Nitrous Oxide Chamber Methodology Guidelines. Ministry of Primary Industries. Wellington, New Zealand.

Cueva, A., E. A. Yépez., J. Garatuza-Payán., C. J. Watts y J. C. Rodríguez. 2012. Diseño y uso de un sistema portátil para medir la respiración de suelo en ecosistemas. Terra Latinoamericana 30:327-336.

Davidson, E. A., K. Savage., L. V. Verchot and R. Navarro. 2002. Minimizing artifacts and biases in chamber-based measurements of soil respiration. Agricultural and forest meteorology 113: 21-37.

Hernández, I., E. Medina y D. López. 1995. Respiración edáfica y aportes de materia orgánica por las raíces y la hojarasca en un cultivo de caña de azúcar. Agronomía Tropical 451:121-142.

Murcia-Rodriguez, M. A. y M. P. Ochoa-Reyes. 2008. Respiración del suelo en una comunidad sucesional de pastizal del bosque Altoandino en la cuenca del Río Pamplonita, Colombia. Caldasia 30:337–353.

Parkin, T. B and R. T. Venterea. 2010. Chapter 3. Chamber-based trace gas flux measurements. pp. 1-39. *In*: Follet, R. F. (ed.). IN Sampling Protocols. Follet, R. F. (ed.). IN Sampling Protocols. USDA-ARS. Washington, DC.

Pompa-García, M. y J. A. Sigala-Rodríguez. 2017. Variation of carbon uptake from forest species in Mexico: a review. Madera y Bosques 23:225-235.

Robertson, G., K. Klingensmith., M. Klug., E. Paul and J. Crum. 1997. Soil Resources, Microbial Activity and Primary Production Across an Agricultural Ecosystem. Ecological Society of America 7:158-170.

Rochette, P. and G. Hutchinson. 2005. Measurement of Soil Respiration in situ: Chamber Techniques. Micrometeorology in Agricultural Systems:247-286.

Rodríguez-Gutiérrez, N. M. 2014. Evaluación de la actividad microbiana global de un suelo bajo dos sistemas de manejo, orgánico y convencional. Tesis de Licenciatura. Universidad de Chile. Chile.

Serran, E. Z., M. Nuñez y E. Valleter. 2017. Respiración de dióxido de carbono de suelo, en bosque tropical húmedo–Gamboa Panamá Carbon. I+D Tecnológico 13:49-54.

Tang, J. and D. D. Baldocchi. 2005. Spatial-temporal variation in soil respiration in an oak-grass savanna ecosystem in California and its partitioning into autotrophic and heterotrophic components. Biogeochemistry 73:183-207.

# 1.6. Contenido de Carbono, nitrógeno y materia orgánica del suelo en dos áreas forestales protegidas del Occidente de México

**Delgado-Rosas Irma Estela**[1]; Salcedo-Pérez Eduardo[2]; Macías-Rodríguez Ramón[2]; Zamora-Natera J. Francisco[2]; Avilés-Marin Monica[3]; Alejo-Santiago Gelacio[4]; Valdéz-Velarde Eduardo[5] y Sánchez-Hernández Rufo[6]

[1]Postgrado Maestría en Ciencias de Productos Forestales, Universidad de Guadalajara (CUCEI). Blvd. Gral. Marcelino García Barragán 1421, Olímpica, C.P. 44430 Guadalajara, Jalisco.
[2]Departamento de Botánica y Zoología Universidad de Guadalajara (CUCBA). Ramón Padilla 2100, C.P. 45200. Nextipac Zapopan, Jalisco.
[3]Instituto de Ciencias Agrícolas. Universidad Autónoma de Baja California. Av. Alvaro Obregon y Julian Carrillo s/n C.P. 21100.
[4]División de Ciencias Agropecuarias. Universidad Autónoma de Nayarit. km. 9 Puerto Vallarta-Tepic-Compostela, Carretera, Xalisco. C.P. 63780.
[5]Departamento de Fitotecnia. Universidad Autónoma Chapingo. km. 38.5 Carretera México-Texcoco, Chapingo, Estado de México. C.P. 56230.
[6]División académica de ciencias agropecuarias. Universidad Juárez Autónoma de Tabasco. km. 25 Carretera Villahermosa-Teapa, Ranchería la Huasteca, segunda sección. Villahermosa, Tabasco. C.P. 86280
Autor para correspondencia: eduardo.salcedo@academicos.udg.mx

## Resumen

El estudio de la dinámica del C en áreas forestales y de las fracciones que forman parte de la MO en dichos ecosistemas, es de gran importancia para conocer su estabilidad y resiliencia. El objetivo de este trabajo fue, evaluar las diferentes fracciones de la materia orgánica en suelos de dos ecosistemas forestales contrastantes del estado de Jalisco. En cada ecosistema se seleccionaron cuatro sitios diferentes en vegetación y manejo. Se realizó un muestreo para la caracterización física y química de los suelos; además, se determinaron las diferentes fracciones de la materia orgánica. Los resultados muestran evidencia de que la dinámica de las reservas orgánicas edáficas (ROE) está muy influenciada por las características ambientales, y no tanto por la vegetación presente y el manejo que tengan las áreas forestales naturales. Uno de los principales factores que determinan la calidad y el equilibrio de los ecosistemas forestales, es la dinámica del ciclo de nutrientes, sobre todo C y N mediante los procesos de descomposición y mineralización de la materia orgánica del suelo. Los parámetros de calidad y fertilidad, dependen fuertemente del tipo y cantidad de ROE presentes en cada una de las áreas; lo cual está relacionado más directamente a las condiciones ambientales presentes, que a las características de su vegetación, al uso de suelo y nivel de perturbación.

**Palabras clave:** *reservas orgánicas edáficas*; *fijación de dióxido de carbono*; *carbono lábil*; *biomasa vegetal.*

## Abstract

The study of the dynamics of C in forest areas and of the fractions that are part of the MO in these ecosystems, is of great importance to know their stability and resilience. The objective of this work was to evaluate the different fractions of organic matter in soils of two contrasting forest ecosystems in the state of Jalisco. In each ecosystem, four different sites were selected for vegetation and management. Sampling was carried out for the physical and chemical characterization of the soils; In addition, the different fractions of organic matter were determined. The results show evidence that the dynamics of the edaphic organic reserves (ROE) is very influenced by the environmental characteristics, and not so much by the present vegetation and the management of the natural forest areas. One of the main factors that determine the quality and balance of forest ecosystems is the dynamics of the nutrient cycle, especially C and N through the processes of decomposition and mineralization of soil organic matter.

The quality and fertility parameters depend strongly on the type and amount of ROE present in each of the areas; which is more directly related to the present environmental conditions, than to the characteristics of its vegetation, the use of soil and the level of disturbance.

**Key words:** *organic edaphic reserves*; *carbon dioxide fixation*; *labile carbon*; *forest biomass.*

## Introducción

La calidad del suelo en las áreas forestales refleja la capacidad de éste para funcionar dentro de los límites del ecosistema del cual forma parte y con el que interactúa. Cuando la dinámica de un ecosistema es modificado se esperan cambios en las propiedades del suelo (Miles, 1985), en la dinámica del carbono de la biomasa presente y de su interacción con otros elementos, primordialmente con nitrógeno; por esto, la modificación ambiental del entorno, los cambios climáticos como el incremento paulatino de la temperatura; así como, técnicas de manejo desfavorables o inadecuadas, alteran la dinámica natural de dichos ecosistemas y alteran el proceso de producción su biomasa vegetal (Singh *et al*. 1985); modificando negativamente la dinámica de transformación de la materia orgánica en los suelos (Brossard *et al*. 1985); dicho mecanismo es el atributo que con mayor frecuencia se utiliza en los estudios de largo plazo como un indicador de su calidad y su estabilidad (Galantini y Suñer, 2008). Esto pone en evidencia la escasez de reciclaje de residuos y el impacto negativo de las prácticas de manejo sobre el abatimiento de la materia orgánica y que recientemente ha sido objeto de estudio con el concepto de "reservas orgánicas edáficas, ROE" descrito y propuesto por Galvis-Spinola (2000).

A pesar de la preocupación acerca de la degradación del suelo, (Arshad y Coen, 1992); aún no hay criterios universales para evaluar los cambios de calidad y la disponibilidad de las reservas orgánicas. De manera general, se sabe que las ROE influyen sobre el mantenimiento de la calidad física, química y biológica del suelo, lo que hace fundamental su evaluación (Galvis-Spinola, 2000). Actualmente existen indicadores de calidad de suelos que permiten simplificar, cuantificar y comunicar fenómenos (Galantini y Suñer, 2008); pero estos indicadores, frecuentemente están poco integrados, ya que evalúan los procesos edafológicos de manera aislada. Además de indicadores físicos, químicos y biológicos; se están incorporando indicadores fisicoquímicos que incluyen diversas técnicas analíticas, principalmente de tipo instrumental y pueden ser de tipo termo-analíticas o electroestáticas; pero no existe un consenso general, sobre qué tipo de análisis es el adecuado para proporcionar información sobre las características específicas de los diferentes fracciones de la materia orgánica edáfica y su función en el suelo (Salcedo-Pérez, 2005); por lo que se planteó el objetivo de evaluar las diferentes fracciones de la materia orgánica en suelos de dos ecosistemas forestales contrastantes del estado de Jalisco.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El Parque Nacional Volcán Nevado de Colima; se localiza entre los límites del estado de Jalisco y Colima, en la parte más alta del sistema montañoso conocido como Sierra de los Volcanes. La topografía accidentada, el efecto oceánico y su gradiente altitudinal de los 2200 m hasta más de 4000 m. Los tipos de vegetación existentes son bosque tropical caducifolio, bosque mesófilo de montaña, bosque de oyamel, zacatonal alpino y bosque de pino (CONANP *et al*. 2006.).

La Reserva de las Biosfera Chamela-Cuixmala (RBCC), comprende terrenos lagunares y costeros federales. Su gradiente altitudinal es cercana al nivel del mar, hasta los 30 m. Su clima es tropical, cálido subhúmedo y con estacionalidad climática sumamente marcada. La vegetación esta agrupada en ocho diferentes tipos: Selva baja caducifolia, matorral xerófito, selva mediana subperennifolia, manglar,

manzanillera, selva vegetación riparia, carrizal y vegetación acuática, vegetación de dunas costeras y pastizales (IBUNAM, 2010).

*Metodología*

En cada reserva se seleccionaron cuatro sitios que representaran los tipos de vegetación característicos del área; esto, con el fin de determinar las propiedades del suelo bajo la influencia de la vegetación; para esto se tomó en cuenta el tipo y densidad de vegetación (Cuadro 1 y Cuadro 2).

**Cuadro 1 Características biofísicas de los sitios del Parque Nacional Volcán Nevado de Colima (PNVNC).**

| Característica | PNVNC S1 | PNVNC S2 | PNVNC S3 | PNVNC S4 |
|---|---|---|---|---|
| Altitud | 3400 m s.n.m. | 2800 m s.n.m. | 3555 m s.n.m. | 3780 m s.n.m. |
| Suelo | Regosol | Cambisol | Regosol | Regosol |
| Vegetación | Bosque de coníferas: Bosque de oyamel | Bosque mesófilo de montaña: | Bosque de pino (recreación): Vegetación secundaria de pastizales | Bosque de pino con afectación de un incendio de copa (2006) |

**Cuadro 2.Características biofísicas de los sitios de la Reserva de la Biosfera Chamela-Cuixmala.**

| Característica | RBC-C S1 | RBC-C S2 | RBC-C S3 | RBC-C S4 |
|---|---|---|---|---|
| Altitud | 35 m s.n.m. | 31 m s.n.m. | 36 m s.n.m. | 26 m s.n.m. |
| Suelo | Regosol | Regosol | Regosol | Feozem háplico |
| Vegetación | Selva mediana subcaducifolia | Selva baja caducifolia | Selva mediana subcaducifolia | Pastizal inducido |

En cada sitio se establecieron tres parcelas de muestreo de aproximadamente 1500 $m^2$, cada parcela consta de cinco unidades de muestreo. Se realizó una caracterización física y química de los suelos de los sitios evaluados mediante las técnicas descritas.

Textura; determinada por el método del Hidrómetro de Bouyoucus, según la NOM-021-SEMARNAT-2001. Densidad aparente, determinada por el método de la parafina; según la NOM-021-SEMARNAT-2001. Se determinaron las siguientes propiedades químicas: pH, mediant el método de potenciómetro de la NOM-021-SEMARNAT-2001 en una suspensión 2:1 (100 mL de agua destilada: 50 g de suelo). La Conductividad eléctrica (CE), por el método del conductímetro en la suspensión sobrenadante de una mezcla de relación suelo: 1:2 (50 g de suelo: 100 mL de agua destilada). La Capacidad de intercambio catiónico (CIC), con el método de acetato de amonio, NOM-021-SEMARNAT-2001. Los Cationes intercambiables (CI), se empleó el método de acetato de amonio de la NOM-021-SEMARNAT-2001).

Las determinaciones primordiales relacionadas al nitrógeno y al carbono, fueron las siguientes, el Nitrógeno (N) total, Nitratos ($NO_3$) y amonio ($NH_4$). Por el Método semi-micro Kjendahl de la NOM-021-SEMARNAT-2001 Se determinó el Carbono del suelo por el método de Calcinación a 575 ºC por 6 horas. La materia orgánica por el Método Walkey y Black y el Carbono soluble por la Técnica modificada por Alejo-Santiago (2007).

Para cada sitio se realizó un análisis multivariado, para luego proceder al ANOVA utilizando la prueba de Tukey para las comparaciones de medias.

## Resultados y Discusión

*Caracterización física y química de los suelos en los cuatro sitios de cada área forestal*

Las características químicas y físicas de los sitios de estudio en ambas áreas forestales se presentan en Cuadro 3; en la cual se puede observar que cada sitio presenta sus propias características y propiedades físicas y químicas edáficas.

**Cuadro 3. Características físicas y químicas de los suelos en cada sitio de las dos áreas forestales.**

| Parámetro | Nevado de Colima (PNVNC) | | | | Cuixmala-Chamela (RBC-C) | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | S1 | S2 | S3 | S4 | S1 | S2 | S3 | S4 |
| Textura (%) | | | | | | | | |
| Arena | 83.6 | 79.6 | 79.3 | 80.6 | 73.9 | 65.9 | 45.2 | 71.3 |
| Limo | 12.7 | 3.7 | 16.5 | 15.1 | 14.8 | 17.6 | 29.9 | 19.1 |
| Arcilla | 3.7 | 1.4 | 4.2 | 4.3 | 11.4 | 16.4 | 24.9 | 9.1 |
| Densidad | 1.3 | 1.4 | 1.3 | 1.4 | 1.5 | 1.8 | 2.1 | 2.0 |
| pH | 4.9 | 5.2 | 4.8 | 4.2 | 5.5 | 5.3 | 6.2 | 5.8 |
| CE | 0.07 | 0.09 | 0.04 | 0.03 | 0.1 | 0.08 | 0.17 | 0.12 |
| CIC | 14 | 19 | 18 | 18 | 20 | 29 | 37 | 17 |
| N total | 5.17 | 0.58 | 1.37 | 1.34 | 0.04 | 1.43 | 0.03 | 0.07 |

*Contenido de materia orgánica*

El contenido de MO, presentó una mayor diferencia entre las dos áreas, lo cual hace evidente la degradación diferenciada de la misma, influenciada por las diversas condiciones climáticas presentes en cada lugar. Se observó que en el PNVNC la MO es conservada durante mucho tiempo debido a las bajas temperaturas que imperan y a las condiciones edáficas características de los andosoles. En la RBC-C, por el contrario, la alta humedad y temperatura, promueven una mayor actividad microbiana, que favorece una trasformación más acelerada de la MO. De los cuatro sitios del PNVNC el S1 es el que presentó el mayor contenido de MO (24%), debido entre otras razones a una mayor vegetación arbórea de *Pinus* y *Abies*; lo que produce una abundante acumulación de biomasa química recalcitrante.

*Contenido de Carbono orgánico total (COT)*

La diferencia entre los contenidos de COT del PNVNC, radica en la composición química de su biomasa. El S2 es un bosque mesófilo en donde los restos vegetales son más lábiles (Silva, 1995) por lo que se refleja en un menor contenido de MO acumulada (9.2%) con respecto a los sitios S1 y S3. Por su parte, en el sitio S4 se registró también un contenido menor; en virtud de que los incendios forestales, que se registraron en ese lugar seis años atrás, ocasionando erosión y perdida de la vegetación. En la RBC-C, se observaron contenidos menores a 4.1% de MO debido a que la dinámica de descomposición de la biomasa es más acelerada en estos ecosistemas y por lo tanto se presenta una menor acumulación de MO. El sitio S1 corresponde a una selva perennifolia, y al igual que los sitios S2 y S4 presenta una textura franco-arenosa. De acuerdo a Matus y Maire (2000), la acumulación de MO del suelo está directamente vinculada con la textura del suelo y por la cantidad residuos aportados al mismo.

*Contenido de materia orgánica lábil*

La MO lábil contribuye a mantener elevada la actividad microbiana, esto favorece la liberación de nutrientes (Alejo-Santiago, 2007). Esta fracción de la MO es la que se encuentra disponible para los microorganismos del suelo. Por ella, se puede observar que en el PNVNC la disponibilidad de carbono es mayor que en la RBC-C. La acumulación de MO lábil es favorable en climas fríos y secos, en suelos cuyo pH es bajo, y donde predomina una vegetación con alto reciclaje de material vegetal (bosques y praderas).

En el PNVNC se observó que el S1 y S2 tiene la mayor disponibilidad de C soluble, esto puede atribuirse a la gran cantidad de MO presente en los sitios; sobre todo porque el mayor contenido se encuentra en las raíces de las coníferas, exudados radicales y la biomasa microbiana. En contraste, en la RBC-C la cantidad de MO lábil es menor al 3%, debido a las características de textura, y a la gran actividad microbiana que es favorecida por la temperatura y humedad ambiental, que acelera la degradación de la MO, y evitan su acumulación. El sitio con mayor contenido de MO lábil fue el S4, debido a una mayor deposición de sedimentos orgánicos arrastrados por el río durante la época de lluvias.

## Conclusiones

La caracterización física de los suelos no tuvo variaciones entre las áreas debido a que ambas son del mismo origen geológico (volcánico. Sin embargo, se presentan diferentes tendencias en la caracterización química entre áreas: en el PNVNC se observaron menores diferencias entre las variables de los sitios, lo que significa que un bosque templado es más estable edáficamente hablando. Mientras que la RBC-C se presentan las mayores diferencias entre sitios; debido a las condiciones ambientales tropicales, mayor diversidad vegetal y abundancia microbiológica; lo que implica, que áreas forestales tropicales son menos estables y más frágiles en la dinámica del Carbono. Los contenidos de nitrógeno total fueron mayores en el PNVNC, favorecido por las bajas temperaturas del área que limitan la degradación de los materiales orgánicos, disminuyendo su absorción por la vegetación y por los microorganismos; y por lo tanto, su acumulación en el suelo. En cuanto a la cantidad de materia orgánica y carbono soluble fueron mayores en el PNVNC debido a la acumulación de ésta en la superficie del suelo, causado por el efecto que ejercen la baja temperatura y los compuestos inhibidores de las coníferas sobre la reducción de la actividad microbiana.

## Agradecimientos

Al CUCEI Y CUCBA de la Universidad de Guadalajara. Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico de la beca. Un agradecimiento especial al Patronato del Parque Nacional Nevado de Colima y a la Unidad Chamela de la UDG.

## Literatura citada

Alejo-Santiago, G. 2007. El carbono soluble como indicador de calidad química de materia orgánica. Tesis de Doctorado Colegio de Postgraduados. Montecillo, Edo de México.

Brossard, M., A. Albrecht y C. Feller. 1985. Algunas propuestas para el estudio de la materia orgánica de los suelos en las investigaciones en agrosistemas. En: ORSTOM, INRA y Academia de Ciencias, Cuba (eds.). Suelo y Agua, Seminario científico de pedología para la región de Centro América y el Caribe, 8-20 abril 1985. La Habana, Cuba.

Arshad, M. A. and G. M. Coen. 1992. Characterization of soil quality: Physical and chemical criteria. American J. of Alternative Agriculture 7:25-31.

CONANP (Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas), Gobierno del Estado de Jalisco y Gobierno del Estado de Colima. 2006. Programa de Conservación y Manejo del Parque Nacional Volcán Nevado de Colima. 1ra ed. CONANP. México, D. F. 196 p.

NOM-021-SEMARNAT-2001. Norma Oficial Mexicana: Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos, estudio, muestreo y análisis. En Diario Oficial de la Federación DOF. Distrito Federal, México.

Galantini, J. A. y L. Suñer. 2008. Las fracciones orgánicas del suelo: análisis en los suelos de Argentina. Agriscientia. 25:41-55.

Galvis-Spinola, A. 2000. Propuesta para generar indicadores sobre la productividad de los suelos agrícolas. pp. 351-368. En. Quintero-Lozada, R., T. Reyna-Trujillo., L. Corlay.Chee., A. Ibañez-Huerta y N. E. García-Calderón (eds.). La Edafología y sus perspectivas al Siglo XXI. Tomo I. Colegio de Posgraduados en Ciencias Agrícolas, Universidad Nacional Autónoma de México, Universidad Autónoma de Chapingo. Montecillo, México.

IBUNAM (Instituto de Biología de la Universidad Autónoma de México). 2010. Datos Climáticos Históricos de la Estación de Biología de Chamela. Universidad Nacional Autónoma de México. http://www.ibiologia.unam.mx/ebchamela (Consulta: diciembre 18, 2010).

Matus, F. J. y C. R. Maire G. 2000. Relación entre la materia orgánica del suelo, textura del suelo y tasas de mineralización de carbono y nitrógeno. Agric. Téc. 60:112-126.

Miles, J. 1985. The pedogenetic effects of different species and vegetation types and the implications of succession. Journal of Soil Science 36:571-584.

Salcedo-Pérez, E. 2005. Capacidad calorífica de suelos cómo indicador de la Fertilidad Física Edáfica. Tesis para obtener el título de Doctor en Ciencias. Colegio de Postgraduados. Montecillo. Edo de México.

Silva, A. 1995. La materia orgánica del suelo. Código 355. Facultad de Agronomía. Montevideo. http://bibliofagro.pbworks.com/f/materia+organica+del+suelo.pdf (Consulta: abril 10, 2012).

Singh, S. B., S. Nath., D. K. Paul and S. K. Benerjee. 1985. Changes in soil properties under different plantations of the Darjeeling forest division. Indian Forest 111:90-98.

# 1.7. Ecuación para estimar biomasa aérea y contenido de carbono por componente arbóreo en *Quercus* spp.

**Navarro-Martínez José**[1]; López-López Miguel A.[2]; Godinez-Jaimes Flaviano[3]; Rosas-Acevedo José L.[4]; Juárez-López Ana L.[4] y Reyes-Umaña Maximino[4]

[1]Alumno del Doctorado en Ciencias Ambientales del Centro de Ciencias de Desarrollo Regional (CCDR) de la Universidad Autónoma de Guerrero (UAGro). Privada del Laurel No. 13, col. El Roble. CP 39640. Acapulco de Juárez, Guerrero., México.
[2]Postgrado en Ciencias Forestales, Colegio de Postgraduados Campus Montecillo. Carretera México-Texcoco km.36.5 CP 56230
[3]Facultad de Matemáticas de la UAGro. Av. Lázaro Cárdenas S/N, cd. Universitaria Sur, Chilpancingo, Gro. C. P. 39087
[4]CCDR de la UAGro. Privada del Laurel No. 13, col. El Roble. CP 39640. Acapulco de Juárez, Guerrero., México
Autor para correspondencia: jnavarromtz@yahoo.com.mx

## Resumen

En la microcuenca del Río Hueyapa, en el estado de Guerrero, se distribuyen de manera extensiva, varias especies del género *Quercus* que juegan un papel importante en la conservación del ecosistema y, por consiguiente, como mitigadoras del cambio climático, al secuestrar cantidades significativas de carbono atmosférico. No obstante, debido a la inexistencia de ecuaciones alométricas para tales especies, la estimación de las tasas de captura de carbono y los almacenes de ese gas de efecto invernadero se dificulta. El presente estudio tuvo por objeto desarrollar ecuaciones alométricas para las especies del género *Quercus* de la microcuenca del Río Hueyapa. Se utilizó 32 árboles muestra que incluyeron cuatro especies de encino (*Q. resinosa*, *Q. crispifolia*, *Q. subspathulata* y *Q. elliptica*), con diámetro a la altura del pecho entre 10 y 60 cm. Los árboles fueron separados en sus componentes; fuste, ramas y follaje y cada componente se pesó en campo, tomando varias muestras de cada uno de ellos para determinar el contenido de humedad; valor que se utilizó para estimar el peso seco de cada componente. El modelo 4, que usó la transformación Box-Cox tanto en la biomasa aérea como en la variable independiente combinada $D_i{}^2H_i$ tuvo la mayor capacidad predictiva. La mayor cantidad de biomasa aérea se concentra en fuste (53.9%) y ramas (45.3%). La especie *Q. elliptica* Née tuvo la mayor concentración de carbono con 50.8%.

**Palabras clave:** *ecuación alométrica*; *río Hueyapa*; *concentración de carbono*; *transformación Box-Cox.*

## Abstract

Within the micro-watershed Río Hueyapa, at the State of Guerrero, several species of the genus *Quercus* are found, and they certainly play an important role at conserving the ecosystem and consequently, mitigating climate change, since they sequester significant amounts of atmospheric carbon. Nonetheless, since no allometric equations for such species exist, to make estimations of carbon capture rates and stores for this greenhouse gas in the forest are difficult. The aim of the present study was to develop allometric equations for the group of species of the genus *Quercus* at the Río Hueyapa micro-watershed. We used 32 sample trees which included four oak species (*Q. resinosa*, *Q. crispifolia*, *Q. subspathulata* y *Q. elliptica*). Diameter at breast height of trees was between 10 and 60 cm. Sample trees were separated into their components: stem, branches and foliage; each component was weighted in the field, and a series of samples were taken from each component in order to determine their moisture content, which was used to estimate dry weight of the tree components. Model 4, which used the Box-Cox transformation for both, aboveground biomass and the independent combined variable $D_i^2H_i$, showed the

highest predictive capacity. Most of the aboveground biomass was allocated to the stem (53.9%) and branches (45.3%). *Q. elliptica* Née showed the highest carbon concentration (50.8%).

**Key words:** *allometric equation*; *Hueyapa river*; *carbon concentration*; *Box-Cox transformation.*

## Introducción

El estado de Guerrero, México conserva una alta diversidad del género *Quercus* cuya madera resalta en la construcción industrial y rural, carpintería y ebanistería, dendroenergía, sin pasar por alto la conservación de servicios ambientales, como lo es la captura de carbono.

La cuantificación de la biomasa vegetal es clave para conocer el carbono almacenado por los ecosistemas forestales y, por ende, la capacidad de mitigación del cambio climático (Fonseca-González, 2017). El método más utilizado para calcular el carbono almacenado en los bosques es el uso de ecuaciones alométricas ajustadas mediante técnicas de regresión que estiman la biomasa por árbol y su posterior conversión a carbono. Este método requiere de estadísticas dasométricas provenientes de procesos destructivos del árbol (Hernández-Ramos *et al.*, 2017).

El modelo más utilizado para el ajuste de ecuaciones alométricas para la estimación de biomasa es el potencial $y = \beta_0 X^{\beta_1}$ linealizado, que usa al diámetro normal (D) o la variable combinada ($D^2H$), donde H es la altura del árbol, como variable independiente ($X$). También se usa el ajuste simultáneo mediante ecuaciones aparentemente no relacionadas (Hernández-Ramos *et al.*, 2017; Návar, 2009) y el método de momentos generalizado (Vargas-Larreta *et al.*, 2017; Wang *et al.*, 2018) que ayudan a que se cumplan los supuestos del modelo de regresión. Es muy común que los datos presenten problemas de heteroscedasticidad por lo que es necesario usar transformaciones de las variables respuesta y/o independientes que resuelvan el problema.

La transformación Box-Cox ayuda a reducir la varianza de un conjunto de datos y también a que se cumpla la distribución normal de los errores (Fox, 2016). Este método se ha usado escasamente en el ajuste de ecuaciones alométricas para estimar biomasa en árboles.

Rojas-García *et al.* (2015) realizaron una recopilación de modelos para estimar biomasa de 478 especies de plantas en México. A pesar de que para Guerrero se registran veintiocho especies del género *Quercus* (Valencia *et al.*, 2002), no existe ecuaciones para estimar biomasa en árboles de este género en el estado.

El objetivo del presente trabajo fue ajustar ecuaciones alométricas para estimar la biomasa aérea, determinar la distribución de biomasa y concentración de carbono en los componentes estructurales en árboles de *Quercus* spp. del bosque templado de la microcuenca del río Hueyapa, Guerrero, México, usando el modelo potencial linealizado y la transformación Box-Cox para el cumplimiento de los supuestos del modelo de regresión.

## 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 (INEGI, 2010).

La microcuenca cubre un área de 7 488.5 ha, con presencia de selva mediana subcaducifolia, bosque de encino y bosque de pino-encino. La superficie del bosque de encino (*Quercus*) es de 1 160.096 ha.

Las especies del género *Quercus* distribuidas en la microcuenca son *Q. resinosa* Liebm., *Q. crispifolia* Trel., *Q. subspathulata* Trel., *Q. conspersa* Benth., *Q. elliptica* Née y un relicto de *Q. planipocula* Trel.

*Metodología*

La muestra para el ajuste de modelos alométricos para la estimación de la biomasa aérea y por componente estructural fue de 32 árboles de las especies *Q. resinosa* (19), *Q. crispifolia* (5), *Q. subspathulata* (4) y *Q. elliptica* (4), con categorías diamétricas entre 10 y 60 cm.

El 52% de los árboles de la muestra fueron derribados por vientos fuertes al inicio del periodo de lluvias de 2017. Éstos poseían follaje maduro e íntegro, sanos y sin deformaciones, con su estructura físico-mecánica sin deterioro aparente y el resto, se derribó exprofeso, y sus productos maderables fueron aprovechados por los poseedores del bosque.

A cada árbol se le midió el diámetro normal y altura total. En campo se realizó la separación y pesaje del fuste, ramas y follaje. El peso verde de cada componente se cuantificó con una báscula colgante marca *Rhino* modelo BAC-500 con capacidad máxima de 500 kg y precisión de 0.1 kg. De cada componente del árbol se colectó y pesó 14 muestras verdes que fueron trasladadas al laboratorio de Biomonitoreo y Control Biológico del CCDR-UAGro, para su secado a 70 °C hasta obtener peso constante (Soriano-Luna *et al.*, 2015). El peso seco por componente arbóreo se obtuvo a partir del peso seco de las muestras utilizando la metodología establecida por Medrano-Meraz *et al.* (2017). La biomasa aérea fue la suma de la biomasa del fuste, ramas y follaje. El fuste del árbol se identificó siguiendo la rama principal de mayor grosor hasta su ápice.

*Características dasométricas de la muestra*

El coeficiente de correlación de Pearson entre la biomasa aérea y el diámetro normal fue de 0.89 y entre la biomasa aérea y la altura fue 0.52. Las principales variables dasométricas medidas y calculadas para los 32 árboles del género *Quercus* se registran en el Cuadro 1.

**Cuadro 1. Estadísticas dasométricas de 32 árboles de *Quercus* spp. muestreados en la microcuenca Hueyapa, Guerrero, México.**

| Variable | Mínimo | Promedio | Máximo | Desviación estándar |
|---|---|---|---|---|
| D | 7.60 | 36.54 | 61.30 | 13.31 |
| H | 6.00 | 15.42 | 22.80 | 3.54 |
| $B_i$ | 14.58 | 1 000.09 | 3 037.63 | 753.20 |

D: diámetro normal (cm), H: altura total (m), $B_i$: biomasa aérea (kg).

*Ajuste de modelos*

El ajuste del modelo de regresión se realizó con el paquete estadístico R (R Core Team, 2016). La variable respuesta fue la biomasa aérea en kg; usando como variables independientes a D o la variable combinada ($D^2H$). Se ajustaron los modelos de regresión lineal del Cuadro 2.

**Cuadro 2. Modelos de regresión lineal estudiados para estimar la biomasa aérea en árboles de *Quercus* spp.**

| Modelos de regresión lineal | |
|---|---|
| $logB_i = \beta_0 + \beta_1 logD_i + \varepsilon_i$ | ----------(Ec. 1) |
| $logB_i = \beta_0 + \beta_1 log\left(D_i{}^2 H_i\right) + \varepsilon_i$ | ----------(Ec. 2) |
| $B_i{}' = \beta_0 + \beta_1 D_i{}' + \varepsilon_i$ | ----------(Ec. 3) |
| $B_i{}' = \beta_0 + \beta_1 \left(D_i^2 H\right)' + \varepsilon_i$ | ----------(Ec. 4) |
| $B_i{}' = \beta_0 + \beta_1 D_i + \beta_2 H_i + \beta_3 D_i H_i + \beta_4 D_i^2 + \beta_5 H_i^2 + \beta_6 D_i{}^2 H_i{}^2 + \varepsilon_i$ | ----------(Ec. 5) |

$B_i$ es la biomasa aérea, $B_i{}'$ la biomasa aérea transformada; $\left(D_i{}^2 H_i\right)$ la variable combinada; $D_i{}'$ el diámetro normal transformado; $(D_i^2 H)'$ la variable combinada transformada; $\beta_0$, $\beta_1$,…,$\beta_6$ son los parámetros del modelo y $\varepsilon_i$ es el error aleatorio.

El modelo supone $\varepsilon_i \sim N(0, \sigma^2)$; $i = 1, \ldots, n$, es decir, que los errores tienen distribución normal, son independientes y tienen varianza constante. La transformación Box-Cox (ecuación 6) fue implementada con la función *powerTransform* del paquete *car* (Fox y Weisberg, 2011) que se define por:

$$y^{\lambda} = \begin{cases} \frac{y^{\lambda}-1}{\lambda}, \text{si } \lambda \neq 0 \\ \log(\lambda), \text{si } \lambda = 0 \end{cases} \quad \text{(Ec. 6)}$$

el parámetro $\lambda$ se determina como el valor que maximiza la verosimilitud de los modelos estimados para valores de $\lambda$ en un intervalo apropiado. La transformación Box-Cox se usó de dos formas: 1) únicamente para la variable dependiente $B$ (Modelo 5) o 2) tanto a la variable dependiente $B$ como a la variable independiente (Modelo 3 y 4).

El Modelo 5 incluyó como variables independientes a $D$, $H$, $DH$, y los cuadrados de estos términos $D^2$, $H^2$ y $D^2H^2$. La elección de las variables independientes que mejor explican la biomasa aérea se realizó mediante selección de variables hacia delante y hacia atrás con el criterio de información de Akaike (AIC) implementado en la función *step*AIC del paquete MASS (Venables y Ripley, 2002). La prueba de normalidad y homogeneidad de varianza de los residuos fue evaluada con la prueba de Shapiro-Wilk y la prueba de varianza no constante, respectivamente, implementada en R (Gross y Ligges, 2015).

El modelo con mejor ajuste se identificó con el criterio raíz de la media de la suma de los cuadrados de los residuos (RMSCR, definida por la ecuación 7, por Wang *et al.* (2018) como raíz del cuadrado medio del error) y el criterio de la correlación $(r^2)$ entre los valores de biomasa aérea total observada $(B_i)$ y la biomasa aérea total estimada $(\hat{B}_i)$. Ambos criterios miden la capacidad predictiva del modelo ajustado y son deseables valores menores del RMSCR y mayores de $r^2$.

$$RMSCR = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(B_i - \hat{B}_i\right)^2} \quad \text{(Ec. 7)}$$

donde, $n$ es el número de observaciones de la muestra.

La colinealidad del modelo, clasificada como nula ($\eta_x < 10$), moderada ($10 \leq \eta_x < 30$) y severa ($\eta_x \geq 30$), fue evaluada con el número de condición escalado de la matriz diseño (Belsley *et al.* 1980).

El Carbono Orgánico en los componentes arbóreos se determinó mediante el método de digestión seca a 900 °C en el autodeterminador automático de Carbono, TOC SSM modelo 5050A marca Schimadzu (Monreal *et al.*, 2005) en el laboratorio de fertilidad de suelos y química ambiental del COLPOS Campus Montecillo.

## Resultados y Discusión

### *Modelación de la biomasa aérea*

Todos los modelos evaluados cumplieron con los supuestos del modelo de regresión lineal (Cuadro 3) y todos los parámetros estimados fueron estadísticamente significativos (Pr<0.0001). El modelo 5 fue el que tuvo los mejores parámetros de ajuste; sin embargo, presentó colinealidad severa ($\eta_x$=149), por lo que no se eligió como el mejor.

Los modelos ajustados 3 y 4 que usan la transformación Box-Cox tuvieron valores de 304.27 y 258.94 en la RMSCR, menores que los obtenidos con sus modelos potenciales linealizados homólogos (misma variable independiente) 1 (320.98) y 2 (259.91), aunque ambos pares de modelos tuvieron la misma capacidad predictiva (1 y 3, $r^2$=0.91; 2 y 4, $r^2$=0.94) y colinealidad moderada (Cuadro 3).

El modelo 4, que usó la transformación Box-Cox en la biomasa aérea y la variable independiente combinada ${D_i}^2 H_i$, explica el 95% de la variación de la biomasa aérea y tuvo el menor valor de la RMSCR (258.94), mayor capacidad predictiva $r^2$=0.94 y con nula colinealidad ($\eta_x$=9). Por consiguiente, se eligió como el mejor para predecir la biomasa aérea en árboles de *Quercus* spp. distribuidos en la microcuenca del río Hueyapa, en el intervalo entre 10 y 60 cm de diámetro normal.

**Cuadro 3. Modelos elegidos para estimar la biomasa aérea y por componente arbóreo en *Quercus* spp.**

| Modelo ajustado final | $RMSCR$ | $r^2$ | ${R^2}_{adj}$ | N | HV | $\eta_x$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $\widehat{B_i} = 0.1194 * (D_i)^{2.4549}$ | 320.98 | 0.91 | 0.96 | 0.34 | 0.29 | 16 |
| $\widehat{B_i} = 0.0307 * ({D_i}^2 H_i)^{1.0259}$ | 259.91 | 0.94 | 0.96 | 0.12 | 0.74 | 18 |
| $\widehat{B_i} = \sqrt[0.143]{0.143 * \left[-3.5332 + 2.6510 * \left(\frac{{D_i}^{0.231} - 1}{0.231}\right)\right] + 1}$ | 304.27 | 0.91 | 0.95 | 0.68 | 0.05 | 12 |
| $\widehat{B_i} = \sqrt[0.212]{0.212 * \left[-2.3949 + 0.4905 * \left(\frac{\left({D_i}^2 H_i\right)^{0.217} - 1}{0.217}\right)\right] + 1}$ | 258.94 | 0.94 | 0.95 | 0.10 | 0.18 | 9 |
| $\widehat{B_i} = e^{0.08+0.23D+0.21H-0.002D^2-0.004H^2-0.003DH+0.000002D^2H^2}$ | 212.02 | 0.96 | 0.97 | 0.23 | 0.83 | 149 |

N: normalidad (Shapiro-Wilk), HV: homogeneidad de varianza (prueba de varianza no constante), $\eta_x$: colinealidad.

Návar (2009) ajustó una ecuación para *Quercus* spp. para los bosques de Cuihuahua, Durango y Sinaloa; con tamaño de muestra de 118 árboles que tuvo una capacidad predictiva de 0.95. Návar-Cháidez (2010) parametrizó para los encinos del noreste de México una ecuación con capacidad predictiva de 0.91. Aguilar *et al.* (2012) hicieron lo propio para *Quercus* spp. en los bosques de la cuenca de Cuitzeo, Mich., México, con una muestra de 135 árboles y su modelo elegido explica el 95% de la biomasa aérea. En los tres estudios anteriores, los autores utilizaron como variable predictiva al diámetro normal, aunque coinciden que con la inclusión de la altura se obtendría mayor precisión, no obstante que su uso se restringe por la dificultad en la medición precisa de esta variable dasométrica, pero indispensable en los inventarios forestales, fuente de información estadística para la estimación del reservorio de carbono en los bosques.

*Distribución de biomasa por componente estructural*

La distribución de la biomasa por componente aéreo en árboles de *Quercus* spp. en la microcuenca fue de 53.9, 45.3 y 1.8% en fuste, ramas y follaje, respectivamente.

Gómez-Díaz *et al.* (2011) reportaron porcentajes de biomasa aérea para *Q. magnoliaefolia* de 62.5% para fuste, 27.8% para ramas y 9.6% para el follaje. En los casos de fuste y follaje, los valores son superiores en 9.6 y 7.8% con respecto a los determinados para *Quercus* spp. en la presente investigación, pero son inferiores en 17.5% en el caso de ramas. En un muestreo realizado en bosques de la comunidad de Ixtlán de Juárez, Oaxaca, México, Ruíz-Aquino *et al.* (2014) concluyeron que la biomasa de *Q. laurina* se distribuye en 82.9, 14.9 y 2.2% y en *Q. crassifolia* en 82.3, 16.0 y 1.7% en fuste, ramas y follaje, en el mismo orden; coincidiendo con el presente estudio únicamente en el porcentaje de biomasa en follaje.

*Contenido de carbono en Quercus* spp.

El mayor contenido de carbono en los componentes arbóreos de las cinco especies del género *Quercus* estudiadas en la microcuenca Hueyapa, se registró en el follaje (49.6%), pero no existe diferencia significativa respecto a las ramas (48.3%) y la madera del fuste (48.9%) (F=2.6, p=0.09).

En los casos de la concentración de carbono en las especies del género *Quercus* (incluye: follaje, ramas y fuste) se cumplieron los supuestos de normalidad (Shapiro-Wilk W=0.957, p-value=0.263) y homogeneidad de varianzas (Levene's Test F=0.298, Pr(>F) = 0.877), por lo anterior se rechaza que las concentraciones de carbono entre las especies de *Quercus* sean iguales, (Fcal=7.64, p<0.0001).

Con base en la comparación de medias de Tukey respecto a las cinco especies del género *Quercus* registradas en el inventario del bosque templado de la microcuenca, *Quercus elliptica* Neé presenta el mayor contenido promedio de carbono en sus componentes con 50.8% y *Quercus conspersa* Benth. el menor con 48.2%, sin que, entre este último y las otras tres especies, exista diferencia estadística significativa (Cuadro 4).

**Cuadro 4. Concentración de carbono en las especies del género *Quercus* spp.**

| Especie | Promedio (%) | Especie | Promedio (%) |
|---|---|---|---|
| *Q. elliptica* Née | 50.8[a] | *Q. subspahulata* Trel. | 48.3[b] |
| *Q. crispifolia* Trel. | 48.8[b] | *Q. conspersa* Benth. | 48.2[b] |
| *Q. resinosa* Liebm. | 48.5[b] | | |

Valores promedio con la misma literal no son estadísticamente diferentes (α=0.05).

La concentración promedio de carbono en las cinco especies del género *Quercus* fue de 48.9±2.6%. Los valores son superiores a los recomendados por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, 2006) de 47% para los bosques del mundo. Otros autores también reportan valores superiores como Jain *et al.* (2010) quienes sugieren utilizar 49.9% y 49.5% para convertir de biomasa a carbono en copa y fuste, respectivamente, para un bosque mixto de *P. ponderosa*-*Q. gambelli.* Para el bosque mesófilo de montaña de la Sierra Norte de Oaxaca Figueroa-Navarro, *et al. (*2005) reportaron 47.26% en encino (*Quercus* spp.), menor al estimado para los encinos del bosque templado de la microcuenca del río Hueyapa.

## Conclusiones

La transformación Box-Cox facilitó el cumplimiento de los supuestos del modelo de regresión. La más alta correlación predictiva entre la biomasa aérea observada y la biomasa aérea estimada de los árboles de *Quercus* spp. se obtuvo con el modelo 4, recomendado para estimar el reservorio de carbono en los bosques de dicho género en la microcuenca del río Hueyapa. El 52.9% de la biomasa aérea total de los árboles de *Quercus* spp. está concentrada en el fuste. Existe una concentración alta de biomasa en las ramas y muy baja en el follaje. La concentración media de carbono calculada en este estudio es superior a la recomendada por el IPCC, lo que sugiere realizar estudios para especies o grupo de ellas de interés local o regional.

## 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.

## Literatura citada


Aguilar, R., A. Ghilardi., E. Vega., M. Skutsch and K. Oyama. 2012. Sprouting productivity and allometric relationships of two oak species managed for traditional charcoal making in central Mexico. Biomass and Bioenergy 36:192-207

Belsley, A., K. Kuh and R. E. Welsch. 1980. Regression diagnostics: Identifying influential data and sources of collinearity. John Wiley & Sons. New York. 292 p.

Figueroa-Navarro, C., J. D. Etchevers-Barra., A. Velázquez-Martínez y M. Acosta-Mireles. 2005. Concentración de carbon en diferentes tipos de vegetación de la Sierra Norte de Oaxaca. Terra Latinoamericana 23:57-64.

Fonseca-González, W. 2017. Revisión de métodos para el monitoreo de biomasa y carbono vegetal en ecosistemas forestales tropicales. Revista de Ciencias Ambientales (Trop J Environ Sci) 51:91-109.

Fox, J. 2016. Applied regression analysis and generalized linear models. Third Ed. SAGE Publications, Inc. Thousand Oaks, California, U.S.A. 791 p.

Fox, J. and S. Weisberg. 2011. An {R} Companion to Applied Regression. Second Edition. SAGE Publications, Inc. Thousand Oaks, California, U.S.A.

Gómez-Díaz, J. D., J. D. Etchevers-Barra., A. I. Monterroso-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.

Gross, J. and U. Ligges. 2015. Nortest: Tests for normality. R package versión 1.0-4. https://CRAN.R-project.org/package=nortest

Hernández-Ramos, J., H. M. De los Santos-Posadas., J. R. Valdez-Lazalde., J. C. Tamarit-Urias., G. Ángeles Pérez., A. Hernández Ramos., A. Peduzzi y O. Carrero. 2017. Biomasa aérea y factores de expansión en plantaciones forestales comerciales de Eucalyptus urophylla S. T. Blake. Agrociencia 51:921-938.

INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2010. Documento técnico descriptivo de la Red Hidrográfica escala 1:50 000 edición 2.0. Aguascalientes, México. 106 p.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change).1996. The IPCC Second Assessment: Climate change 1995, Cambridge, Cambridge University Press.

Jain, T. B., R. T. Russell and D. Adams. 2010. Carbon concentrations and carbon pool distributions in dry, moist, and cold mid-aged forests of the Rocky Mountains. USDA Forest Service Proceedings RMRS-P-61:39-59.

Medrano-Meraz, F., M. A. López-López., H. J. De Jong Bernardus., G. Ángeles-Pérez y F. Cruz-Cobos. 2017. Ecuaciones alométricas preliminares para la estimación de biomasa subterránea en *Pinus patula*. pp. 431-437. En: Paz-Pellat, F. y R. Torres-Alamilla (eds.). Estado actual del conocimiento del ciclo del carbono y sus interacciones en México Síntesis 2016. Serie Síntesis Nacionales. Texcoco, Estado de México, México.

Monreal, C. M., J. D. Etchevers., M. Acosta., C. Hidalgo., J. Padilla., R. M. López., L. Jiménez y A. Velázquez. 2005. A method for measuring above- and below-ground C stocks in hillside landscapes. Canadian Journal of Soil Science, 85:523-530.

Návar, J. 2009. Allometric equations for tree species and carbon stocks for forests of Northwestern México. Forest Ecology and Management 257:427-434.

Návar-Cháidez, J. J. 2010. Biomass allometry for tree species of northwestern Mexico. Tropical and Subtropical Agroecosystems 12:507-519.

R Core Team. 2016. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. https://www.R-project.org/.

Rojas-García, F., H. J. De Jong Bernardus., P. Martínez-Zurimendi and F. Paz-Pellat. 2015. Database of 478 allometric equations to estimate biomass for Mexican trees and forest. Annals of Forest Science. 72:835-864.

Ruíz-Aquino, F., J. I. Valdez-Hernández., F. Manzano-Méndez., G. Rodríguez-Ortiz., A. Romero-Manzanares y M. E. Fuentes López. 2014. Ecuaciones de biomasa aérea para Quercus laurina y Q. crassifolia en Oaxaca. Madera y Bosques 20:33-48.

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 structural en Zacualtipán, Hidalgo, México. Agrociencia 49:423-438.

Valencia A., S., M. Gómez-Cárdenas y F. Becerra-Luna. 2002. Catálogo de encinos del estado de Guerrero, México. Libro Técnico No. 1 INIFAP-CENID. México. 180 p.

Vargas-Larreta, B., C. A. López-Sánchez., J. J. Corral-Rivas., J.O. López-Martínez., C. G. Aguirre-Calderón y J. G. Álvarez-González. 2017. Allomeric equations for estimating biomass and carbon stock in the temperate forest of north-western Mexico. Forest 8:269 doi:10.3390/f8080269.

Venables, W. N. and B. D. Ripley. 2002. Modern Applied Statistics with S. Fourth Edition. New York.

Wang, J., L. Zhang and Z. Feng. 2018. Allometric equations for the aboveground biomass of five tree species in China using the generalized method of moments. The Forestry Chronicle 94:214-220.

# 1.8. Abonamiento orgánico, disponibilidad nutrimental y diversidad micorrícica en un cromic Luvisols de Tabasco (Segunda parte)

**Sánchez-Hernández Rufo**[1,2]; Payró-De la Cruz Emeterio[2]; López-Noverola Ulises[1]; Estrada-Botello Maximino Antonio[1]; Ramos-Reyes Rodimiro[3] y Eduardo Salcedo Pérez[4]

[1]División Académica de Ciencias Agropecuarias, Universidad Juárez Autónoma de Tabasco. Carretera Villahermosa-Teapa km 25, Ranchería La Huasteca, Segunda sección, CP. 86280, Villahermosa, Tabasco.
[2]Instituto Tecnológico de la Zona Olmeca. Ignacio Zaragoza SN, Villa Ocuiltzapotlán, CP 86270, Centro, Tabasco.
[3]El Colegio de la Frontera Sur, Unidad Villahermosa, Carretera Villahermosa-Reforma km 15.5, Ranchería Guineo sección II, CP 86280 Villahermosa, Tabasco.
[4]Departamento de Botánica y Zoología. Centro Universitario de Ciencias Biológicas y Agropecuarias. Universidad de Guadalajara. Camino Ramón Padilla Sánchez No. 2100. C.P.45200, Nextipac, Zapopan, Jalisco.
Autor para correspondencia: rusaher@hotmail.com

## Resumen

Se evaluaron por segunda ocasión, cambios provocados en la fertilidad edáfica debido al aporte de 0, 20, 40 y 60 Mg ha$^{-1}$ de composta a un suelo crómic Luvisols. Los resultados de la segunda evaluación se contrastaron con los obtenidos en la primera. Dichas mediciones se realizaron al primero y cuarto año después de la adición, respectivamente. La diferencia entre ambas evaluaciones es que, la primera incluyó propiedades físicas y excluyo propiedades biológicas, mientras que la segunda integró la evaluación de hongos micorrícicos arbusculares (HMA), aunque no consideró propiedades físicas. Los resultados indican que los aportes de las dosis de composta, mejoraron las propiedades químicas durante el primer año, sin embargo, esos efectos son breves, y no se mantienen hasta los cuatro años, destaca que, aunque se observa el efecto de la adición de la composta después de cuatro años, los niveles de materia orgánica del suelo han caído en un 50%, ubicándose por debajo de sus niveles originales registrados durante la primera evaluación, otras variables como conductividad eléctrica, potasio y calcio aumentaron durante la segunda evaluación, mientras que el pH se mantuvo sin cambios. La cantidad y diversidad de HMA se restringe a la presencia de cuatro géneros, y solo el número de esporas del género *Funneliformis mosseae* fue afectado por las dosis de composta. Se concluye que la adición de composta mejora las propiedades edáficas, solo temporal y brevemente, por lo que se requieren nuevas aplicaciones a los cuatro años para mantener el efecto del mejoramiento edáfico.

**Palabras clave:** *fertilidad edáfica*; *composta*; *química edáfica*; *biología edáfica.*

## Abstract

The changes caused to the soil fertility due to the contribution of 0, 20, 40 and 60 Mg ha$^{-1}$ of compost to a soil chromic Luvisols were evaluated for second time. The results of the second evaluation were contrasted with the obtained respect to the first evaluation. These measurements were made to the first and fourth year after the addition respectively. The differences between both evaluations is that, the first evaluation included physical properties and the biologicals properties were excluded, while as the second integrated the evaluation of arbuscular mycorrhizal fungi (HMA), although were not considered physical properties. The results indicate that the contributions of the doses of compost, improved the chemical properties during the first year, however, those effects are brief, and they do not remain until the four years, stands out that, although the effect of the addition even is observed after of four years, the soil organic matter levels diminish in 50%, reaching its original levels recorded during the first evaluation, other variables such as electrical conductivity, potassium and calcium increased during the second evaluation, while the pH remained unchanged. The amount and diversity of HMA is restricted to the

presence of four genera, and only the number of spores of the genus *Funneliformis mosseae* was affected by the compost doses. It is concluded that the addition of compost improves the edaphic properties, only temporal and briefly, so new applications are required at four years to maintain the effect of the edaphic improvement.

**Key words:** *edaphic fertility*; *compost*; *edaphic chemical*; *edaphic biological.*

## Introducción

El aporte de residuos orgánicos al suelo, es una estrategia que permite mitigar las emisiones de gases de efecto invernadero a través de la captura de carbono (C), así como también para mejorar las propiedades químicas, físicas y biológicas que dimensionan la fertilidad edáfica. La materia orgánica del suelo (MOS) es uno de los indicadores de calidad del suelo, ya que controla diversas propiedades. Según Johnston *et al.* (2009), químicamente la MOS aporta nutrimentos y humus, incrementa la capacidad de intercambio catiónico y capacidad tampón, lo que ayuda a mantener la resiliencia del suelo; físicamente, es un agente cementante que aglutina la fracción mineral para formar estructuras, por lo que el tamaño y forma de los agregados se ven modificados, aumentando la porosidad e infiltración; por su parte, biológicamente, la MOS es fuente de C, las cuales dependiendo de su antigüedad, promueve el aumento de la masa radicular fina, mismas que forman asociaciones simbióticas con hongos micorrícicos arbusculares (HMA) que favorecen el crecimiento de los árboles y producen exudados como la glomalina, que contribuyen a prolongar la permanencia del C en los suelos tropicales (Vargas *et al.*, 2009). Sin embargo, la composición química de las fuentes de la MOS condiciona las poblaciones microbianas que gobiernan los procesos transformadores de la MOS y su conservación en el suelo, es así que la adición de una composta que posee una baja relación C/N<17, tiende a degradarse rápidamente en el suelo, debido a sus altos niveles de mineralización (Gallardo-Lancho, 2017). Sin embargo, hay que considerar que el clima es otro factor que controla la preservación de la MOS (Davidson y Janssens, 2006). Por lo tanto, mantener los niveles de MOS dependen entre otros factores, de su conservación o restitución a través de los aportes de enmiendas orgánicas, para ello es importante conocer el grado de permanencia en el suelo, dicho elemento puede ayudar a determinar la duración del efecto de la enmienda sobre las propiedades edáficas, así como definir la periodicidad y dosis de las aportaciones. Por lo anterior, el objetivo del presente estudio fue comparar los efectos que provocan los aportes de composta, sobre algunos indicadores químicos-nutrimentales, así como la densidad y riqueza de esporas de HMA a un suelo cromic Luvisols, durante el primero y cuarto año después de su aportación.

## Materiales y Métodos

Se tomaron muestras de suelo a una profundidad de 0-30 cm, en un experimento que se instaló en el año 2013. Durante el primer año, se evaluaron los efectos de cuatro dosis de composta sobre indicadores de la fertilidad edáfica. Los resultados de ese experimento fueron publicados por Hernández-de la Cruz *et al.* (2017), los pormenores se presentan en el Cuadro 1.

**Cuadro 1. Cambios en propiedades químicas después del primer año de aporte de una composta.**

| Dosis (Mg ha$^{-1}$) | pH | CE (dS m$^{-1}$) | MOS (%) | P (mg kg$^{-1}$) | K | Ca (Cmol kg$^{-1}$) | Mg |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0 | 5.6±0.3 a | 1.0±0.3 b | 6.9±3.1 a | 5.6±0.8 a | 0.3±0.1b | 16.1±3.1 c | 5.0±0.2 b |
| 20 | 5.5±0.2 a | 1.3±0.3 ab | 8.1±2.5 a | 5.5±0.5 a | 0.4±0.1 ab | 16.3±0.9 c | 6.7±0.4 a |
| 40 | 5.8±0.2 a | 1.4±0.3 a | 10.5±3.6 b | 6.4±1.1 a | 0.6±0.1 a | 20.7±3.4 b | 7.0±0.6 a |
| 60 | 5.9±0.1 a | 1.2±0.3 ab | 11.4±3.7 b | 6.9±1.5 a | 0.4±0.1 ab | 25.0±2.7 a | 7.1±0.8 a |

Fuente: Hernández-de la Cruz *et al.* 2017.
Valores con la misma letra son estadísticamente iguales con un valor de probabilidad ≤ 0.05 determinado por pruebas de comparación de media de Tukey.

A tres años de esa evaluación, y a cuatro años del aporte de la enmienda, se realizó una segunda evaluación en el sitio experimental, en esta no se consideraron las propiedades físicas y se incluyeron evaluaciones de la riqueza y densidad de HMA.

*Caracterización del sitio experimental*

El experimento se estableció en el ejido Melchor Ocampo segunda sección del municipio de Macuspana, Tabasco, localizado en las coordenadas 17°34'41.372'' N; 92°27'16.553''O (Figura 1). El sitio experimental se ubica en un terreno de ladera cuya pendiente oscila entre 5-10%, a una altitud de 280 m s.n.m. El clima predominante corresponde a un Am (f)w, definido como tropical cálido húmedo, con lluvia abundantes en verano y con una estación seca y corta en primavera y verano. La precipitación y la temperatura media anual es de 3186 mm y 23.6 °C respectivamente. La vegetación en el sitio son pastizales nativos, maíz y algunos árboles y arbustos propios de acahuales bajos. Con base en los criterios de la WRB 2015, el suelo se clasificó como Chromic Luvisols (cr LV).

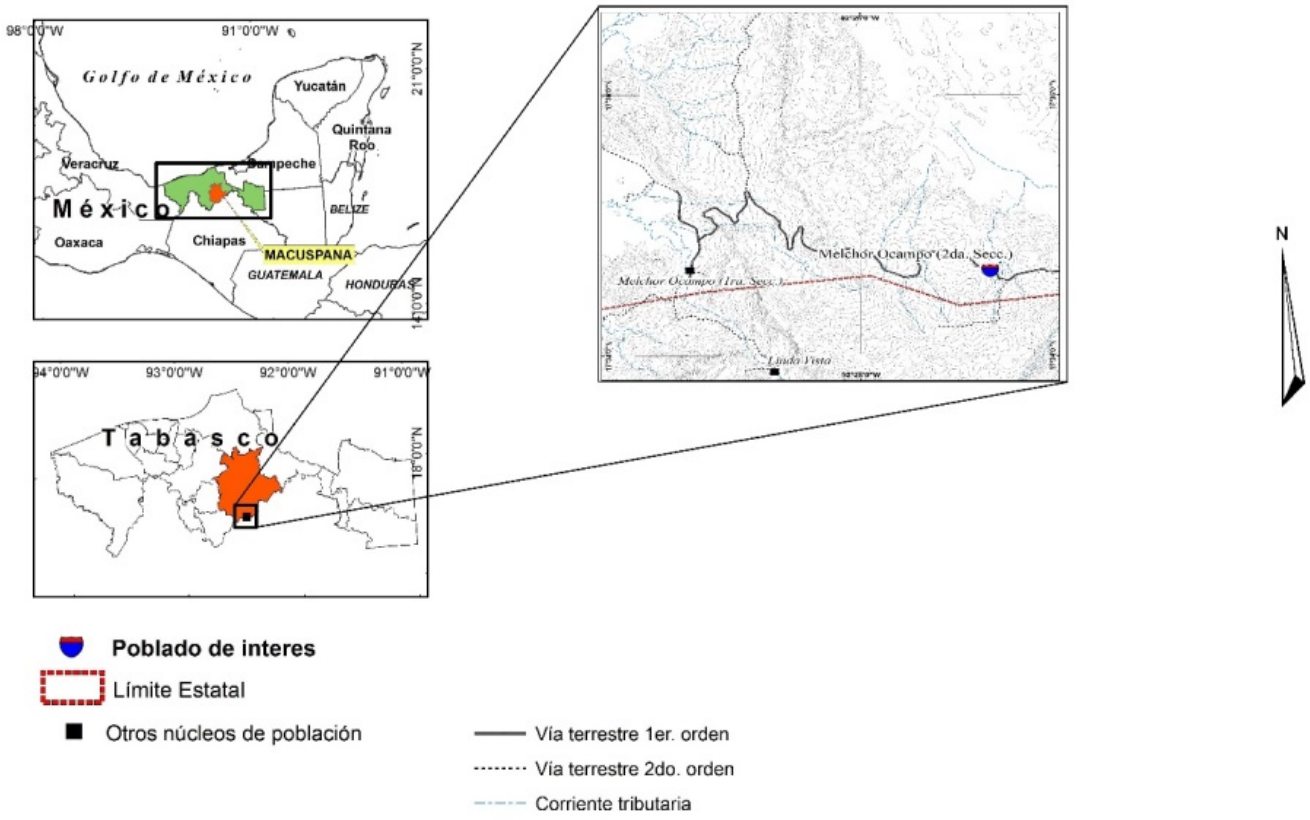



**Figura 1. Localización del área de estudio en la comunidad de Melchor Ocampo segunda sección del municipio de Macuspana Tabasco, México.**

*Descripción de los tratamientos*

Como fuente de MO se aplicó una composta, la cual registró un pH de 6.82, CE de 3.9 dS $m^{-1}$, 41.5% de MO que equivale a un contenido de Carbono orgánico (CO) de 24.1%, sus contenidos nutrimentales fueron de 0.73, 0.09, 0.64% de N, P y K respectivamente, así como 2.14, 2.57, 1.07 $Cmol^{+}$ $kg^{-1}$, de Ca Mg y Na respectivamente, la relación C/N fue de 33. Dicha composta se elaboró a partir de recortes de jardinería, los cuales fueron sometidos a un proceso de compostaje en pilas de 113 días, tiempo en el cual

el material alcanzó una temperatura estable entre 25-45 °C. La composta se incorporó manualmente a 30 cm de profundidad. De la composta previamente descrita, se evaluaron cuatro dosis (0, 20, 40, 60 Mg $ha^{-1}$) a través de un experimento diseñado en bloques completamente al azar con cuatro repeticiones, donde cada unidad experimental consistió en una parcela de 5x5 m. Cuatro años después de haberse aportado la composta, se colectaron muestra compuestas (a partir de 10 submuestras) a una profundidad de 0-30 cm.

*Indicadores de fertilidad/métodos analíticos*

Se determinaron los contenidos de MO (Método de Walkley y Black), pH (Método del potenciómetro), CE (Conductímetría), Bases intercambiables (Espectrofotometría de absorción atómica), Fósforo (Método de Olsen), dichos análisis son aceptados y descritos por la NOM-021-SEMARNAT-2000.

*Extracción de esporas*

Se tomaron 100 gr de suelo y se procedió a realizar la técnica de extracción de esporas por el método del tamizado húmedo y decantado propuesto por Gerdemann y Nicholson (1963), en combinación con la técnica de centrifugación con gradientes de sacarosa (Daniels y Skipper, 1982), en una serie de tamices ordenados del mayor al menor (90 µm, 63 µm y 45 µm) posteriormente fueron sometidos a centrifugación por 2000 rpm durante 5 minutos. Las observaciones se realizaron bajo un microscopio estereoscópico Marca Leica®, a un aumento de 35X. Asimismo, se determinaron los estimadores de diversidad de esporas. Para la evaluación de la riqueza y diversidad de esporas extraídas de las muestras de suelo, se procedió a agrupar y cuantificar el total de esporas por morfotipos esto es de acuerdo a sus características de morfológicas de acuerdo de acuerdo con los descriptores del INVAM (2006) y siguiendo las siguientes fórmulas:

$$\text{Densidad (N)= Número de esporas en la muestra de suelo} \qquad \text{(Ec. 1)}$$

$$\text{Riqueza (R)= Número de especies establecidas} \qquad \text{(Ec. 2)}$$

$$\text{Abundancia relativa (AR)=}\left(\frac{ni}{Ni}\right)*100 \qquad \text{(Ec. 3)}$$

dónde: ni = Número de esporas que pertenecen a una especie i; Ni = Total del número de esporas en el sitio de muestreo

La Diversidad (H) de HMA se calculó mediante el índice de Shannon-Wiener (ecuación 4).

$$H = -(pi \log pi) \qquad \text{(Ec. 4)}$$

dónde: pi = ni/Ni, es decir, que pi es una proporción del número total de individuos que ocurren en la especie i.

**Resultados y Discusión**

Según los resultados de la primera evaluación que fueron publicados por Hernández-de la Cruz *et al.* (2017), el aporte de más de 40 Mg $ha^{-1}$ de composta a un suelo Luvisol crómico de ladera provocaron aumentos de MO, CE, así como de los contenidos de K, Ca, Mg, mientras que, en P, fueron muy ligeros

y no se observaron diferencias en el pH. Los resultados obtenidos durante la segunda evaluación se presentan en el Cuadro 2.

**Cuadro 2. Cambios en propiedades químicas después de cuatro años del aporte de una composta.**

| Dosis ($Mg\ ha^{-1}$) | pH | CE ($dS\ m^{-1}$) | MOS (%) | P ($mg\ kg^{-1}$) | K | Ca ($Cmol\ kg^{-1}$) | Mg |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0 | 5.2±0.4 a | 1.2±0.03 b | 4.1±0.9 a | 2.9±0.6 a | 0.8±0.1 a | 24.7±2.6 a | 3.9±0.5 a |
| 20 | 5.4±0.1 a | 1.6±0.02 ab | 4.8±0.4 ab | 2.0±0.9 a | 0.8±0.1 a | 25.0±2.7 a | 4.9±1.5 a |
| 40 | 5.4±0.3 a | 1.7±0.04 a | 5.9±0.4 a | 2.2±0.7 a | 0.6±0.1 b | 23.1±2.0 a | 4.2±0.4 a |
| 60 | 5.6±0.1 a | 1.8±0.05 a | 5.9±2.1 a | 2.3±0.2 a | 0.7±0.1 ab | 26.2±2.6 a | 3.7±0.8 a |

Valores con la misma letra son estadísticamente iguales con un valor de probabilidad ≤ 0.05 determinado por pruebas de comparación de media de Tukey.

Durante la segunda evaluación, se observa que las variables CE, MOS y K mantienen un efecto de los tratamientos, sin embargo, los niveles que registran la MOS, P y Mg, a cuatro años de la enmienda, se han reducido a la mitad de los valores exhibidos durante la primera evaluación. Por el contrario, la CE, K y Ca muestran un incremento. Los niveles de degradación de la composta aplicada fueron altos, tanto que a pesar de que dicha fuente presentó una relación C/N de 33, que supondría una lenta descomposición, su agotamiento ocurrió antes de cuatro años. Al respecto, Gallardo-Lancho (2017) menciona que la rápida mineralización de la fuente orgánica genera una explosión nutrimental, comparada inclusive con la liberación de nutrientes de un fertilizante, sin embargo, ese efecto es rápido y breve, lo que en algunos casos, podrían llegar a representar fuentes de contaminación de suelo y agua. Por su parte, hay algunas variables como el caso del K y el Ca cuyo efecto es más duradero, inclusive que se aprecia mejor con el paso del tiempo, y no en corto plazo (Bar-Tal *et al.*, 2004).

Esa continua liberación de Ca y K se ve reflejada en la permanencia del incremento de la CE, de acuerdo con Behera y Shukla (2015), el contenido de C y el pH del suelo correlacionan positivamente con el K, Ca y Mg intercambiable, lo que tiene una repercusión hacia el incremento de la CE, significa entonces que a cuatro años del aporte de la composta, el agotamiento de la MOS se traduce en una liberación de algunos cationes como el Ca y K ya mencionados, dichos cationes pueden mantenerse retenidos en el complejo de cambio por mayor tiempo, cuando se trata de suelos arcillosos como el cromic Luvisols que se presenta en esta investigación, es por ello que a cuatro años del aporte de la composta, aun se observan los efectos del abonamiento.

Al integrar el análisis de la riqueza y densidad de HMA, no se observa que las dosis de compostas hayan tenido un efecto significativo sobre dichos HMA, por lo que su riqueza se restringe a la presencia de solo cuatro géneros; las imágenes se presentan en la Figura 2.

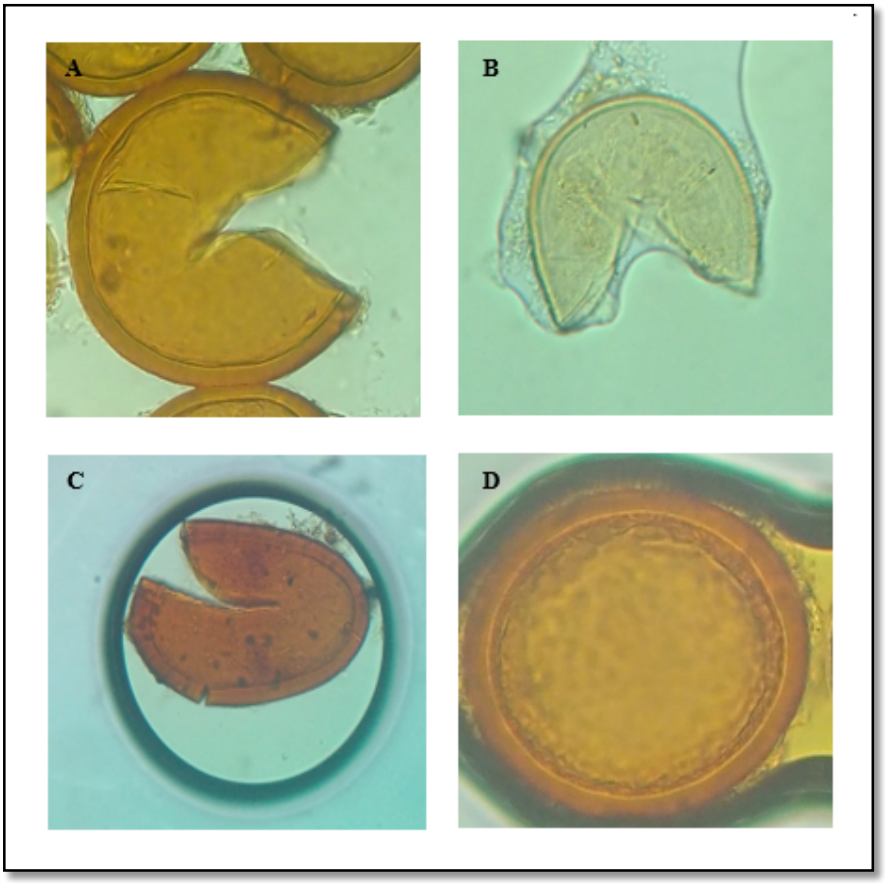



**Figura 2. Imágenes de los géneros *Glomus clarum* (A), *Funneliformis mosseae* (B), *Glomus fulvum* (C), *Glomus geosporum* (D) identificados en los tratamientos evaluados.**

De acuerdo con Peña-Venegas *et al.* (2007), la micorrización es un proceso de mutualismo que permite que las plantas puedan allegarse de agua y nutrientes, por ello, la esporulación es más abundante en medios adversos, donde el pH es extremadamente ácido y la fijación del P es alta. Como se pudo notar en la caracterización de los sitios, ambas situaciones no son las que imperaron en el suelo evaluado, esto explicaría la razón de la baja riqueza y densidad de los HMA. Como se puede observar en la Figura 3, no hubo diferencias estadísticamente significativas en la variable densidad de esporas, solamente, el género *F. mosseae* presentó una densidad asociada a los tratamientos que recibieron alguna dosis de composta, sin embargo, dicho generó junto con *G. geosporum* fueron los que presentaron las densidades más bajas, *G. fulvum y G. Clarum* presentaron las densidades más altas. De los cuatro géneros identificados, solo *F. mosseae* registró diferencias estadísticamente significativas, al respecto, Argüello *et al.* (2016) indican que, en ausencia de alternativas fúngicas, *F. mosseae* es un género que le permite al huésped, compensar con C una disminución en el suministro de P, manteniendo de esta manera mantener la biomasa del huésped, por lo que la relación de mutualismo sigue siendo favorable.

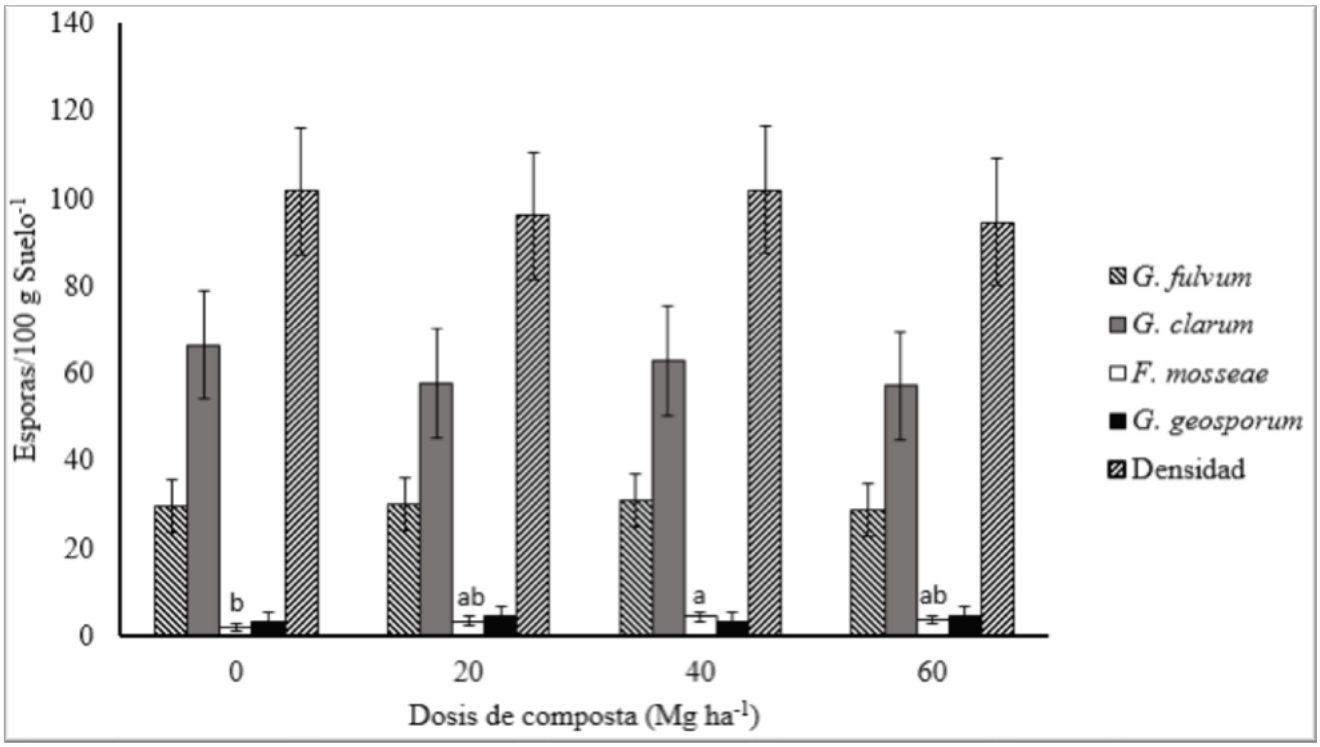



**Figura 3. Densidad de esporas de los géneros de HMA que se identificaron en los tratamientos evaluados.**

## Conclusiones

Bajo condiciones tropicales, el efecto mejorador de la composta sobre propiedades químicas son de corto plazo, por lo que, si se desea mantener el mejoramiento edáfico, las aportaciones de esas enmiendas deben ser frecuentes, no mayores a cuatro años. Los aumentos en los niveles de MOS, P, Mg que se observan durante el primer año de evaluación, se reducen a la mitad a los cuatro años, mientras que el K, Ca y CE siguen aumentado a los cuatro años. A largo plazo, la riqueza y densidad de los HMA no son afectados por la adición de composta, excepto en el género *Funneliformis mosseae*, el cual presenta indicios de que su densidad aumenta al incrementar la dosis de composta.

## Literatura citada

Argüello, A., M. J. O'Brien., M. G. Van der Heijden, A. Wiemken., B. Schmid and P. A. Niklaus. 2016. Options of partners improve carbon for phosphorus trade in the arbuscular mycorrhizal mutualism. Ecology letter 19:648-656.

Bar-Tal, A., U. Yermiyahu, J. Beraud, M. Keinan, R. Rosenberg., D. Sohar., V. Rosen and P. Fine. 2004. Nitrogen, phosphorus and potassium uptake by wheat and their distribution in soil following successive, annual compost applications. Journal Environmental Quality 33:1855-1865.

Behera, S. K. and A. K. Shukla. 2015. Spatial distribution of Surface Soil Acidity, Electrical Conductivity, Soil Organic Carbon Content and Exchangeable Potassium, Calcium and Magnesium in Some Cropped Acid Soils of India. Land degradation and Development 26:71-79.

Daniels, B. A. and H. D. Skipper. 1982. Methods for the recovery and quantitative estimation of propagules form soil. pp. 29-35. *In*: Schenck, N. C (ed.). Methods and principles of mycorrhizal research. American Phytopathological Society. St. Pal.

Davidson, E. A. and I. A. Janssens. 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. Nature 440:165-173.

Gallardo- Lancho, J. F. 2017. La materia orgánica del suelo. Residuos orgánicos, humus, compostaje y captura de carbono. Universidad Autónoma de Chapingo, Texcoco, Estado de México, México. 424 p.

Gerdemann, J. W. and T. H. Nicolson. 1963. Spores of mycorrhizal Endogone species extracted from soil by wet sieving and decanting. Transactions of the british Mycological Society 46:234-244.

Hernández-de la Cruz, O. B., R. Sánchez-Hernández., V. M. Ordaz-Chaparro., U. López-Noverola., M. A. Estrada-Botello y M. A. Pérez-Méndez. 2017. Uso de compostas para mejorar la fertilidad de un suelo Luvisol de ladera. Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas 8:1273-1285.

INVAM (Internacional Culture Collection of (Vesicular) Arbuscular Mycorrhizal Fungi). 2006. International culture collection of vesicular arbuscular mycorrhizal fungi. https://invam.wvu.edu/home.

Johnston, A. E., P. R. Poulton and K. Coleman. 2009. Soil organic matter: its importance in sustainable agriculture and carbon dioxide fluxes. Advances in agronomy 101:1-57.

NOM-021-SEMARNAT-2001. Norma Oficial Mexicana Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos, estudio, muestreo y análisis. En Diario Oficial de la Federación DOF. Distrito Federal, México.

Peña-Venegas C. P., G. I. Cardona., J. H. Arguelles. y A. L. Arcos. 2007. Micorrizas Arbusculares del Sur de la Amazonia Colombiana y su Relación con Algunos Factores Fisicoquímicos y Biológicos del Suelo. Acta amazónica 3:327-326.

Vargas, R., S. E. Trumbore and M. F. Allen. 2009. Evidence of old carbon used to grow new fine roots in a tropical forest. New Phytologist 182:710-718.

# 1.9. Modelos de ecuaciones estructurales como herramienta para el análisis del intercambio de carbono del suelo

**Flores-Renteria Dulce**[1]

[1]CONACyT - Centro de Investigaciones y de Estudios Avanzados del Instituto Politécnico Nacional (CINVESTAV), Av. Industria Metalúrgica 1062, Parque Industrial Ramos Arizpe Ramos Arizpe, C.P. 25900, Coahuila, México.
Autor para correspondencia: yaahid@gmail.com

## Resumen

En este documento se destaca el uso de modelos de ecuaciones estructurales (SEM) como un método estadístico aún subutilizado en la investigación ecológica del suelo. Los SEM se usan comúnmente en la literatura ecológica para comprender las relaciones causales entre variables a partir de datos observacionales, pero su uso para explicar el intercambio de carbono del suelo aún es restringido. El entendimiento de las relaciones mecanicistas entre los factores que regulan el intercambio de carbono del suelo potencialmente nos permitirá promover el mantenimiento de almacenes de carbono del suelo; estrategia necesaria para lograr los objetivos de emisiones de gases de efecto invernadero propuestos por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC). Los SEM son una herramienta prometedora e innovadora dentro de las ciencias ambientales para apoyar la investigación sobre la ecología del suelo, particularmente en el intercambio de carbono, por lo que los SEM pueden ser considerados como un referente metodológico en el campo de las interacciones subterráneas.

**Palabras clave:** *modelos de ecuaciones estructurales*; *respiración del suelo*; *relaciones multivariantes.*

## Abstract

This document highlights the use of Structural Equation Models (SEM) as a statistical method still underused in soil ecological research. SEMs are commonly used in the general ecological literature to develop a causal understanding from observational data, but their use to explain the soil carbon exchange is still restricted. The understanding of the mechanistic relations between the factors that regulate the soil carbon exchange will potentially allow us to promote the maintenance of soil carbon stores, strategy necessary to achieve the greenhouse gas emissions objectives proposed by the Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC). The SEM are a promising tool to support the investigation of soil ecology, in particular the soil carbon exchange, thus, the SEM's can be considered as a methodological referent on the belowground interactions.

**Key words:** *structural equation models*; *soil respiration*; *multivariant relationships.*

## Introducción

El entendimiento del intercambio del carbono (C) en los ecosistemas terrestres es clave para el desarrollo de políticas enfocadas a la reducción, adaptación y mitigación del cambio global. El secuestro de C por parte del suelo ha sido identificado como una forma eficiente de eliminación de éste de la atmósfera y, de esta manera, limitar el calentamiento global a 1.5 ºC (Hoegh-Guldberg *et al*., 2018). Sin embargo, la diversidad y complejidad de las interacciones entre los factores que controlan el intercambio de carbono del suelo dificultan esta tarea.

La respiración del suelo ($R_s$), que es el segundo flujo de carbono más importante del ecosistema después de la producción primaria bruta (Janssens *et al*., 2001), tiene un importante papel en la regulación

de los balances netos de C en los sistemas terrestres. La $R_s$ es el resultado de la contribución de la respiración heterotrófica, derivada de la actividad aeróbica de los microorganismos, y la respiración autotrófica, resultante de la respiración de las raíces de las plantas y sus microorganismos rizosféricos y simbióticos asociados (Bond-Lamberty *et al*., 2004). Además, la $R_s$ es un flujo fuertemente sensible a los cambios en las condiciones micro-climáticas del suelo (p. ej. temperatura y humedad; Reichstein *et al*., 2003), así como en la productividad de la vegetación, responsable del suministro de carbono a las partes subterráneas del ecosistema (Martin *et al*., 2009).

Si bien se han identificado los principales factores que influyen en la respiración del suelo en diferentes ambientes, (Schlesinger y Andrews, 2000; Reichstein *et al*., 2003; Rey y Jarvis, 2006; Rey *et al*., 2012), la importancia relativa de los factores que regulan la liberación de carbono del suelo a la atmósfera depende de condiciones medio ambientales locales, sistemas de manejo, entre otros (Lal, 2004).

Modelos de ecuaciones estructurales (SEM por Structural Equation Modelling) pueden ser definidos como *el uso de dos o más ecuaciones estructurales (causa-efecto) para modelar relaciones multivariantes* (Grace, 2006) y permite la construcción de una representación gráfica de una compleja red de relaciones. Los SEM's han sido propuestos como una herramienta para distinguir las relaciones mecanicistas que conectan las propiedades químicas, físicas y bióticas del suelo en un sistema ecológico multivariante (Eisenhauer *et al*., 2015). El uso de estos modelos se ha ido incrementando en los estudios ecológicos, pues proveen un marco de referencia multidimensional necesario para capturar la complejidad de las relaciones y redes ecológicas (Grace *et al*., 2014).

Los SEM extienden la naturaleza descriptiva de los métodos estadísticos denominados de "primera generación" (análisis de correspondencia canónica, análisis de componentes principales, escalamiento multidimensional no-métrico, regresiones múltiples), ya que permite pruebas confirmatorias que incluyen diversas hipótesis multivariantes (Grace, 2006).

## Materiales y Métodos

Los SEM son una metodología estadística que toma una aproximación confirmatoria (p. ej. prueba de hipótesis) en el análisis de una teoría estructural de algún fenómeno. Típicamente, esta teoría representa procesos "causales" que generan observaciones en múltiples variables (Byrne, 2004). El término modelo de ecuaciones estructurales transmite dos importantes aspectos del procedimiento: a) que el proceso causal bajo estudio es representado por una serie de ecuaciones estructurales (p. ej. regresiones), y b) que estas relaciones estructurales pueden ser modeladas gráficamente para facilitar una conceptualización clara de la teoría bajo estudio (Byrne, 2016).

Los SEM propuestos deben incluir las variables relevantes de acuerdo con esta experiencia previa. Las variables incluidas en el modelo deben cumplir con los supuestos de normalidad y homocedasticidad, con relaciones lineales y aditivas entre las mismas. En la fase de identificación del modelo se establece la relación entre los parámetros del modelo, así como las covarianzas de las variables observadas, así como la presencia de grados de libertad positivos (Byrne, 2016). Como práctica general, se ejecutan varios modelos y se selecciona el mejor modelo de acuerdo con la proximidad de covarianza entre los datos observados y esperados (bondad de ajuste $X^2$) (Shipley, 2002).

### *Metodología*

En la Figura 1 se observa un modelo propuesto para determinar la influencia de factores bióticos y abióticos sobre el intercambio de carbono del suelo en un encinar fragmentado. Para la construcción de un modelo de ecuaciones estructurales, se parte de un modelo teórico de las relaciones entre las variables

de forma general (Figura 1a), para posteriormente establecer las relaciones teóricas entre las variables medidas y que cuenten con los supuestos antes mencionados (Figura 1b).

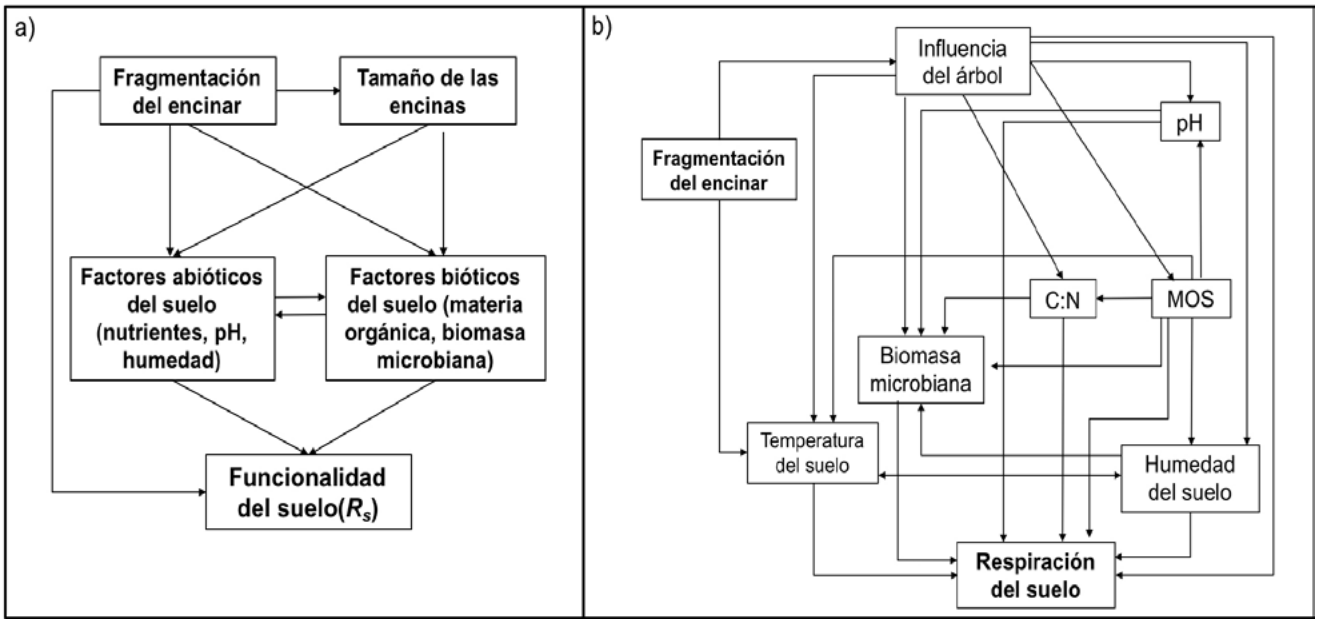



**Figura 1. a) Modelo teórico de relaciones para explicar el funcionamiento del suelo (respiración) y b) modelo general de ecuaciones estructurales con las distintas variables para determinar los factores que influyen la respiración del suelo.**

A partir de dicho modelo se calcularon los coeficientes de trayectoria estandarizados utilizando el algoritmo de máxima verosimilitud (Shipley, 2002), utilizando los datos resumidos en el Cuadro 1, la mayoría de las variables utilizadas presentó una correlación entre ellas (Cuadro 2). El tamaño de la muestra fue relativamente pequeño (n = 90), el número de predictores incluidos en el modelo fue completamente limitado (Shipley, 2002). Nuestro modelo consideró un conjunto de hipótesis basadas en la literatura, de la forma que la respiración del suelo dependería de las condiciones bióticas y abióticas, como el pH (Dakora y Phillips, 2002), MOS (Curiel-Yuste *et al*., 2007), humedad del suelo (Reichstein *et al*., 2002), C: N (Martin *et al*., 2009), y biomasa microbiana (Casals *et al*., 2009), y que todas estas variables se verían afectadas por el índice de influencia del árbol (Bréchet *et al*., 2009). Al mismo tiempo, planteamos la hipótesis de que la biomasa microbiana se vería afectada por la MOS, la humedad del suelo y la relación C: N (Pugnaire *et al*., 2004). También se tuvo en cuenta una correlación entre la temperatura del suelo y la humedad del suelo, que afectan a la respiración del suelo (Matías *et al*., 2012).

**Cuadro 1. Características de los suelos en fragmentos de bosques de encinas al sur de España. Valores promedio ± error estándar.**

| Características | Interior del bosque | Borde del bosque | Fragmentos pequeños |
|---|---|---|---|
| pH | 8.12 ± 0.1 | 8.13 ± 0.1 | 8.04 ± 0.1 |
| Humedad (%) | 10.34 ± 0.40 | 12.90 ± 0.60 | 13.69 ± 0.65 |
| Temperatura (ºC) | 22.45 ± 0.35 | 20.12 ± 0.40 | 22.19 ± 0.35 |
| Radio de C:N | 10.14 ± 0.50 | 9.15 ± 0.35 | 9.58 ± 0.45 |
| Influencia del árbol (Tii) | 213.6 ± 2.45 | 421.25 ± 3.5 | 395.8 ± 4.0 |
| Contenido de materia orgánica (%) | 5.59 ± 0.40 | 7.11 ± 0.45 | 10.39 ± 0.75 |
| Biomasa microbiana (mg C $kg^{-1}$) | 903.04 ± 4.25 | 1193.57 ± 5.1 | 1603.52 ± 8.75 |
| Respiración del suelo (µmol ($CO_2$) m²/s) | 1.78 ± 0.18 | 1.97 ± 0.16 | 2.15 ± 0.19 |

Además, incluimos en nuestro modelo las relaciones causales y las correlaciones entre las variables abióticas, es decir, la influencia de la MOS en las propiedades físicas del suelo relacionadas con la humedad del suelo, lo que aumenta positivamente la capacidad de retención de agua del suelo (Abu-Hamdeh, 2001), y amortiguamiento de altas temperaturas (Pugnaire *et al*., 2004). El grado de ajuste entre las estructuras de covarianza observadas y esperadas se evaluó mediante el error cuadrático medio de la estadística de aproximación (RMSEA) (Steiger, 1990). Los valores de RMSEA <0.08 indican un buen ajuste, entre 0.08 a 0.10 proporcionan un ajuste moderado, y >0.10 sugieren un ajuste inadecuado (Maccallum *et al*., 1996). El ajuste del modelo a los datos se evaluó adicionalmente mediante el índice de bondad del ajuste (GFI) y el índice de ajuste normado (NFI) de Bentler y Bonett, ambos con valores que oscilan entre 0 y 1, y aquellos >0.9 indican un ajuste aceptable (Iriondo *et al*., 2003).

Todos los análisis estadísticos se realizaron utilizando el software SPSS® y SPSS® AMOS 20.0 (IBM Corporation Software Group, Somers, NY).

**Cuadro 2. Correlación entre las variables bióticas y abióticas y la respiración del suelo.**

| | $R_s$ | (1) | (2) | (3) | (4) | (5) | (6) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Biomasa microbiana (mg C kg $^{-1}$) (1) | 0.08 | | | | | | |
| Humedad del suelo (%) (2) | 0.19 | **0.46**** | | | | | |
| Temperatura del suelo (ºC) (3) | 0.12 | **-0.53**$^{**}$ | **-0.40**** | | | | |
| pH del suelo (4) | -0.07 | **-0.63**$^{**}$ | **-0.36**** | **0.33**$^{**}$ | | | |
| Materia orgánica del suelo (%) (5) | 0.16 | **0.78**$^{**}$ | **0.56**** | **-0.57**** | **-0.76**** | | |
| Relación C:N (6) | 0.08 | -0.05 | **0.27*** | -0.10 | -0.05 | **0.21**$^{*}$ | |
| Influencia del árbol (m/cm$^2$) | 0.08 | **0.49**$^{**}$ | 0.2 | **-0.67**** | -0.16 | **0.47**$^{**}$ | 0.02 |

## Resultados y Discusión

### *Modelo de ecuaciones estructurales para la explicación de la respiración del suelo*

El modelo de ecuaciones estructurales propuesto para respiración del suelo proporcionó una bondad de ajuste de datos baja, pero significativa (Figura 2), denotada por un coeficiente de determinación bajo ($R^2$ = 0.18), un RMSEA significativo (<0.001), valores altos de NFI y GFI (> 0,97), y un valor f no significativo ($X^2$ = 10.74; p = 0.55). Se observaron efectos consistentes y significativamente positivos de la temperatura del suelo, la humedad y la influencia del árbol sobre la respiración del suelo, con el efecto más fuerte causado por la temperatura del suelo (Figura 2, Cuadro 3). Al contrario de lo propuesto inicialmente, la respiración del suelo no se vio directamente afectada por la materia orgánica del suelo, ni la relación C: N, el pH, la biomasa microbiana o la fragmentación del encinar (Figura 2). Sin embargo, los efectos indirectos de la fragmentación del encinar sobre la respiración del suelo se observaron a través de su efecto positivo en la temperatura del suelo y en la influencia del árbol, que, a su vez, afectó positivamente la humedad del suelo a través del contenido de materia orgánica (efecto indirecto) y afectó negativamente la temperatura del suelo (efecto directo) (Figura 2, Cuadro 3). Como se esperaba, la temperatura del suelo y la humedad se correlacionaron negativamente (Figura 2).

Los resultados obtenidos de los SEM indican además que el efecto neto de la fragmentación del encinar en las emisiones de $CO_2$ en el sistema estudiado dependió principalmente de una cascada compleja de relaciones de efectos causales interconectadas directas e indirectas desencadenadas por el efecto de la fragmentación sobre los árboles y, por tanto, sobre las condiciones ambientales del suelo controladas por estos (Flores-Rentería *et al*., 2018). La mayor acumulación de MOS bajo los árboles más grandes, es decir, con mayor influencia del árbol, influyó indirecta y positivamente la respiración del suelo, al modificar las condiciones ambientales aumentando la capacidad de los suelos para retener el

agua, amortiguando aún más la temperatura del suelo y, por lo tanto, disminuyendo las tasas de evaporación del agua (Hastwell y Morris, 2013; Flores-Rentería *et al*., 2016).

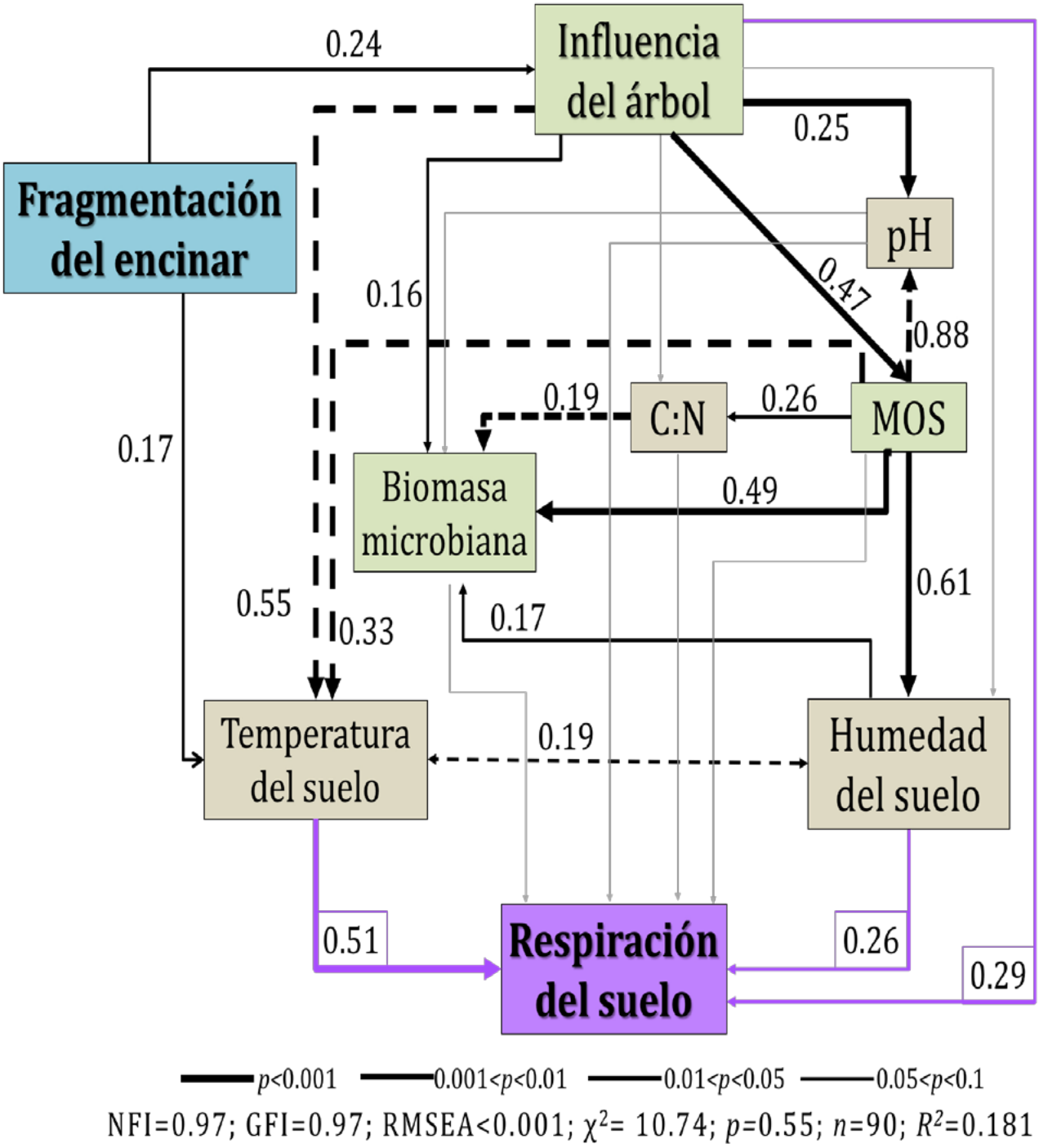



**Figura 2. Diagrama de trayectoria que representa relaciones causales hipotéticas entre la fragmentación del encinar, variables bióticas y abióticas y la respiración del suelo.**
Las flechas representan relaciones causales: los efectos positivos y negativos se indican mediante líneas continuas y discontinuas, respectivamente. Los números sobre las flechas indican los pesos de regresión estimados. Los anchos de las flechas son proporcionales a los valores significativos. Las relaciones no significativas se presentan en gris.

A diferencia de las regresiones múltiples y los modelos lineales generales, los SEM permiten la inclusión de variables altamente correlacionadas (hasta un máximo de 90%), lo cual permite distinguir el efecto total causal de una variable sobre otra, p. ej. el efecto total de la MOS sobre $R_s$ es =0.154 (Cuadro 3), a través de los efectos directos que presenta (0.338, Cuadro 3), pero también indirectamente, a través del efecto de la MOS sobre la temperatura y la humedad del suelo (-0.183, Cuadro 3, Figura 2). Así, la suma de todos los efectos causales entre dos variables es igual a su correlación (Shipley, 2002). Por lo tanto, los SEM potencialmente permiten el descubrimiento de nuevos mecanismos de relaciones insospechadas, que podrían inspirar el trabajo experimental futuro.

**Cuadro 3. Efectos estandarizados sobre la respiración del suelo, basados en ponderaciones de regresión estandarizados (SRW) para el modelo de ecuaciones estructurales de la Figura 2.**

| | Fragmentación del encinar | Influencia del árbol | Biomasa microbiana | MOS | Humedad del suelo | pH | Radio C:N | Temperatura del suelo |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Totales | 0.112 | 0.062 | 0 | 0.154 | 0.233 | 0.088 | 0 | 0.507 |
| Directos | 0 | **0.292** | 0 | 0.338 | **0.26** | 0.066 | 0 | **0.507** |
| Indirectos | 0.112 | 0.23 | 0 | -0.183 | -0.027 | 0.023 | 0 | 0 |

Efectos significativos de presentan en negritas.
MOS = materia orgánica del suelo

Los SEM brindan también otras posibilidades no exploradas en el presente trabajo, como la creación de variables latentes, las cuales son teorizaciones de funcionamiento del sistema (p. ej. el funcionamiento biológico del suelo), que no pueden ser medidas directamente, pero pueden ser discernidas a través de los indicadores que midamos (p. ej. respiración microbiana, actividad enzimática, metabolismo, etc.; ver: Flores-Rentería *et al*., 2018). Además, se pueden hacer comparaciones entre dos sistemas a través de análisis multinivel, para comprobar las diferencias entre el funcionamiento de un sistema (p. ej. la influencia de la condición de un árbol, vivo o muerto, sobre la respiración del suelo; Curiel-Yuste *et al*., 2019).

Una premisa fundamental de SEM es que los sistemas abstractos como redes probabilísticas proporcionan a los científicos una forma práctica y efectiva de estudiar las relaciones de causa y efecto. Por lo tanto, es la motivación general de evaluar las hipótesis de redes causales lo que distingue a la SEM de la mayoría de las otras técnicas estadísticas (Grace *et al*., 2014; Eisenhauer *et al*., 2015). La intención de este resumen es sugerir esta herramienta estadística para el análisis del intercambio de carbono del suelo, de tal forma que se consideren las ventajas de SEM al analizar sus datos o, incluso, en las primeras etapas de la investigación, desde la etapa de diseño de experimentos. Esta es una descripción general del potencial de SEM en la investigación ecológica del suelo; para un panorama más completo, se puede consultar literatura especializada citada en el presente trabajo.

Al lograr identificar las relaciones mecanicistas del intercambio de carbono del suelo potencialmente de facilita el mantenimiento y promoción de almacenes de carbono en éste, cumpliendo con los objetivos de reducción de carbono en la atmósfera.

## Conclusiones

Los SEM son una herramienta cada vez más utilizada en el ámbito biológico y que puede ayudar a una mejor comprensión de los procesos e interacciones de la llamada caja negra que es el suelo. Sin embargo, se requiere una cuidadosa consideración, especialmente en la identificación de variables clave necesarias para probar diferentes vías de efectos e hipótesis en competencia. Asimismo, los SEM nos invitan a pensar en los sistemas en su totalidad, y articular y probar hipótesis complejas, de esta manera

identificando cómo podemos influir en dichos sistemas, por ejemplo, en el mantenimiento y promoción de almacenes de carbono del suelo.

## Agradecimientos

A Laura Barrios del área de informática científica del Consejo Superior de Investigaciones Científicas de España por su valioso apoyo en la interpretación de los modelos. A todos los implicados en la colecta de datos y determinaciones realizadas.

## Literatura citada

Abu-Hamdeh, N. H. 2001. Soil and water: measurement of the thermal conductivity of sandy loam and clay loam soils using single and dual probes. Journal of Agricultural Engineering Research 80:209-216.

Bond-Lamberty, B., C. Wang and S. T. Gower. 2004. A global relationship between the heterotrophic and autotrophic components of soil respiration? Global Change Biology 10:1756-1766.

Bréchet, L., S. Ponton, J. Roy, V. Freycon, M.-M. Coûteaux, D. Bonal and D. Epron. 2009. Do tree species characteristics influence soil respiration in tropical forests? A test based on 16 tree species planted in monospecific plots. Plant and Soil 319:235-246.

Byrne, B. M. 2004. Testing for Multigroup Invariance Using AMOS Graphics: A Road Less Traveled. Structural Equation Modeling: A Multidisciplinary Journal 11:272-300.

Byrne, B. M. 2016. Structural Equation Modeling With AMOS: Basic Concepts, Applications, and Programming, Third Edition. New York, Taylor and Francis. New York. 437 p.

Casals, P., C. Gimeno, A. Carrara, L. Lopez-Sangil and M. Sanz. 2009. Soil $CO_2$ efflux and extractable organic carbon fractions under simulated precipitation events in a Mediterranean dehesa. Soil Biology and Biochemistry 41:1915-1922.

Curiel-Yuste, J., D. D. Baldocchi, A. Gershenson, A. Goldstein, L. Misson and S. Wong. 2007. Microbial soil respiration and its dependency on carbon inputs, soil temperature and moisture. Global Change Biology 13:2018-2035.

Curiel-Yuste, J., D. Flores-Rentería, D. García-Angulo, A. M. Hereş, C. Bragă, A. M. Petritan and I. C. Petritan. 2019. Cascading effects associated with climate-change-induced conifer mortality in mountain temperate forests result in hot-spots of soil $CO_2$ emissions. Soil Biology and Biochemistry, 133: 50-59.

Dakora, F. and D. Phillips. 2002. Root exudates as mediators of mineral acquisition in low-nutrient environments. Plant and Soil 245:35-47.

Eisenhauer, N., M. A. Bowker, J. B. Grace and J. R. Powell. 2015. From patterns to causal understanding: Structural equation modeling (SEM) in soil ecology. Pedobiologia 58:65-72.

Flores-Rentería, D., A. Rincón, F. Valladares and J. Curiel Yuste. 2016. Agricultural matrix affects differently the alpha and beta structural and functional diversity of soil microbial communities in a fragmented Mediterranean holm oak forest. Soil Biology and Biochemistry 92:79-90.

Flores-Rentería, D., A. Rincón, T. Morán-López, A.-M. Hereş, L. Pérez-Izquierdo, F. Valladares and J. Curiel-Yuste. 2018. Habitat fragmentation is linked to cascading effects on soil functioning and $CO_2$ emissions in Mediterranean holm-oak-forests. PeerJ 6:e5857. doi.org/10.7717/peerj.5857

Grace, J. B. 2006. Structural Equation Modeling and Natural Systems. Cambridge, Cambridge University Press. Cambridge. 370 p.

Grace, J. B., P. B. Adler, W. Stanley Harpole, E. T. Borer and E. W. Seabloom. 2014. Causal networks clarify productivity–richness interrelations, bivariate plots do not. Functional Ecology 28:787-798.

Hastwell, G. T. and E. C. Morris. 2013. Structural features of fragmented woodland communities affect leaf litter decomposition rates. Basic and Applied Ecology 14:298-308.

Hoegh-Guldberg, O., D. Jacob, M. Taylor, M. Bindi, S. Brown, I. Camilloni, A. Diedhiou, R. Djalante, K. L. Ebi, F. Engelbrecht, J. Guiot, Y. Hijioka, S. Mehrotra, A. Payne, S. I. Seneviratne, A. Thomas, R. Warren and G. Zhou. 2018. Impacts of 1.5 ºC Global Warming on Natural and Human Systems. pp. 175-311. *In*: Masson-Delmotte., V., 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 and T. Waterfield (eds.). 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. World Meteorological Organization. Geneva, Switzerland.

Iriondo, J. M., M. J. Albert and A. Escudero. 2003. Structural equation modelling: an alternative for assessing causal relationships in threatened plant populations. Biological Conservation 113:367-377.

Janssens, I. A., H. Lankreijer, G. Matteucci, A. S. Kowalski, N. Buchmann, D. Epron, K. Pilegaard, W. Kutsch, B. Longdoz, T. Grünwald, L. Montagnani, S. Dore, C. Rebmann, E. J. Moors, A. Grelle, Ü. Rannik, K. Morgenstern, S. Oltchev, R. Clement, J. Guðmundsson, S. Minerbi, P. Berbigier, A. Ibrom, J. Moncrieff, M. Aubinet, C. Bernhofer, N. O. Jensen, T. Vesala, A. Granier, E. D. Schulze, A. Lindroth, A. J. Dolman, P. G. Jarvis, R. Ceulemans and R. Valentini. 2001. Productivity overshadows temperature in determining soil and ecosystem respiration across European forests. Global Change Biology 7:269-278.

Lal, R. 2004. Soil Carbon Sequestration Impacts on Global Climate Change and Food Security. Science 304:1623-1627.

Maccallum, R. C., M. W. Browne and H. M. Sugawara. 1996. Power analysis and determination of sample size for covariance structure modeling. Psychological Methods 1:130-149.

Martin, J. G., P. V. Bolstad, S.-R. Ryu and J. Chen. 2009. Modeling soil respiration based on carbon, nitrogen, and root mass across diverse Great Lake forests. Agricultural and Forest Meteorology 149:1722-1729.

Matías, L., J. Castro and R. Zamora. 2012. Effect of simulated climate change on soil respiration in a Mediterranean-type ecosystem: rainfall and habitat type are more important than temperature or the soil carbon pool. Ecosystems 15:299-310.

Pugnaire, F. I., C. Armas and F. Valladares. 2004. Soil as a mediator in plant-plant interactions in a semi-arid community. Journal of Vegetation Science 15:85-92.

Raich, J. W. and W. H. Schlesinger. 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. Tellus B 44:81-99.

Reichstein, M., A. Rey, A. Freibauer, J. D. Tenhunen, R. Valentini, J. Banza, P. Casals, Y. Cheng, J. M. Grünzweig, J. Irvine, R. Joffre, B. E. Law, D. Loustau, F. Miglietta, W. Oechel, J. M. Ourcival, J. S. Pereira, A. Peressotti, F. Ponti, Y. Qi, S. Rambal, M. Rayment, J. Romanya, F. Rossi, V. Tedeschi, G. Tirone, M. Xu and D. Yakir. 2003. Modeling temporal and large-scale spatial variability of soil respiration from soil water availability, temperature and vegetation productivity indices. Global Biogeochemical Cycles 17:15-11.

Reichstein, M., J. D. Tenhunen, O. Roupsard, J.-m. Ourcival, S. Rambal, F. Miglietta, A. Peressotti, M. Pecchiari, G. Tirone and R. Valentini. 2002. Severe drought effects on ecosystem $CO_2$ and $H_2O$ fluxes at three Mediterranean evergreen sites: revision of jcurrent hypotheses? Global Change Biology 8:999-1017.

Rey, A. and P. Jarvis. 2006. Modelling the effect of temperature on carbon mineralization rates across a network of European forest sites (FORCAST). Global Change Biology 12:1894-1908.

Rey, A., L. Belelli-Marchesini, A. Were, P. Serrano-Ortiz, G. Etiope, D. Papale, F. Domingo and E. Pegoraro. 2012. Wind as a main driver of the net ecosystem carbon balance of a semiarid Mediterranean steppe in the South East of Spain. Global Change Biology 18:539-554.

Schlesinger, W. and J. Andrews. 2000. Soil respiration and the global carbon cycle. Biogeochemistry 48:7-20.

Shipley, B. 2002. Cause and correlation in biology: a user's guide to path analysis, structural equations and causal inference. Cambridge, UK, Cambridge University Press. Cambridge, UK.

Steiger, J. H. 1990. Structural Model Evaluation and modification: an interval estimation approach. Multivariate Behavioral Research 25:173-180.

# 1.10. Biomasa y carbono arbóreo aéreo del bosque templado con aprovechamiento de Santiago Comaltepec, Oaxaca, México

**Cortés-Pérez Melquiades**[1]; Leyva-Pablo Tania[1]; Fuentes-Ponce Mariela H.[2]; De León-González Fernando[2]; Paz-Pellat Fernando[3] y Santiago-García Wenceslao[4]

[1]Programa de 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

El sistema forestal en la Sierra Norte de Oaxaca ha sido considerado como un posible manejo sostenible a cargo de las comunidades, sin embargo, son pocos los estudios que demuestran el efecto de dicho sistema forestal sobre los almacenes de Carbono (C) en la biomasa aérea. El objetivo de la presente investigación fue estimar la Biomasa Arbórea Aérea (BAA) y el Contenido de Carbono (CC) en los bosques con manejo forestal de Santiago Comaltepec en la Sierra Norte de Oaxaca (SNO). La BAA y el CC se estimaron mediante datos dasométricos, ecuaciones volumétricas y cartografía. El CC total acumulado del bosque templado de Santiago Comaltepec (1 819.4 ha) fue de 91.9 Mg C ha$^{-1}$, de esta cantidad el Método Mexicano de Ordenación de Bosques irregulares (MMOBI) presentó el mayor con 96.8 Mg C ha$^{-1}$, seguido del Método de Desarrollo Silvícola (MDS) con 79.3 Mg C ha$^{-1}$. La vegetación primaria presentó el mayor CC con 159.03 Mg C ha$^{-1}$, *Pinus patula* y *Pinus pseudostrobus* presentaron los valores más altos de BAA y CC (24 Mg C ha$^{-1}$, 21.3 Mg C ha$^{-1}$ respectivamente). El sistema de manejo MMOBI, presentó los mayores contenidos de BBA Y CC por la cantidad de especies presentes de encinos y latifoliadas registradas y la presencia del mayor contenido por superficie de pinos se registró en el sistema MDS por una mayor intensidad en el aprovechamiento de madera de pino.

**Palabras clave:** *MMOBI*; *MDS*; *Sierra Norte*; *ecuaciones volumétricas.*

## Abstract

The forest system in the Sierra Norte of Oaxaca has been considered as a possible sustainable management by the communities, however, there are few studies that demonstrate the effect of this forest system on the carbon stores (C) in the aerial biomass. The objective of the present investigation was to estimate the Aerial Arboreal Biomass (BAA) and the Carbon Content (CC) in the forests with forest management of Santiago Comaltepec in the Sierra Norte of Oaxaca (SNO). BAA and CC were estimated using dasometric data, volumetric equations and cartography. The total cumulative CC of the temperate forest of Santiago Comaltepec (1819.4 ha) was 91.9 Mg C ha$^{-1}$, of this amount the Mexican Method of Management of Irregular Forests (MMOBI) presented the highest with 96.8 Mg C ha$^{-1}$, followed of the Silvicultural Development Method (MDS) with 79.3 Mg C ha$^{-1}$. The primary vegetation showed the highest CC with 159.03 Mg C ha$^{-1}$, *Pinus patula* and *Pinus pseudostrobus* had the highest values of BAA and CC (24 Mg C ha$^{-1,}$ 21.3 Mg C ha$^{-1}$ respectively). The MMOBI management system presented the highest BBA and CC contents due to the number of registered species of oaks and broadleaves and the presence of the highest content per pine area was registered in the MDS system due to a higher intensity in the use of pine Wood.

**Key words:** *MMOBI*; *MDS*; *Sierra Norte*; *volumetric equations.*

## Introducción

Los bosques juegan un papel fundamental en el ciclo del C (Masera *et al*., 2001) y son considerados como el sumidero de C terrestre más extenso del mundo (Kurz *et al*., 2016). La capacidad de los ecosistemas forestales para almacenar C en forma de biomasa aérea varía en función de la composición florística, la edad y la densidad de población de cada estrato por comunidad vegetal (Binkley, 2004; Castilho *et al*., 2006; Gargaglione *et al*., 2010).

Los bosques de la SNO han estado sujetos al manejo forestal por parte de comunidades indígenas desde hace más de 25 años. Las comunidades adoptaron dos métodos silvícolas: MDS para masas forestales coetáneas (con edades similares y principalmente con especies de pinos) y MMOBI para masas forestales irregulares (con diferentes edades principalmente pinos).

En la presente investigación se estimó la BAA y su CC almacenado en el bosque templado de Santiago Comaltepec, con la finalidad de evaluar el efecto de dos tipos de manejos forestales sobre los reservorios de C arbóreo aéreo. Esta información será útil para la toma de decisiones de las comunidades sobre las estrategias de manejo de sus recursos forestales.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El trabajo se llevó a cabo en el núcleo agrario de Santiago Comaltepec, perteneciente al distrito de Ixtlán, en la SNO (Figura 1) en las coordenadas 17°33’58’’ Norte, 96°31’17’’ Oeste y 17°33’57’’ Norte, 96°27’11’’ Oeste. El estudio se enfocó en la zona de producción forestal (1 819.440 ha), donde predominan el clima templado húmedo C(w) y subhúmedo C($w_2$), con base en el sistema de Köppen modificado por García (2004).

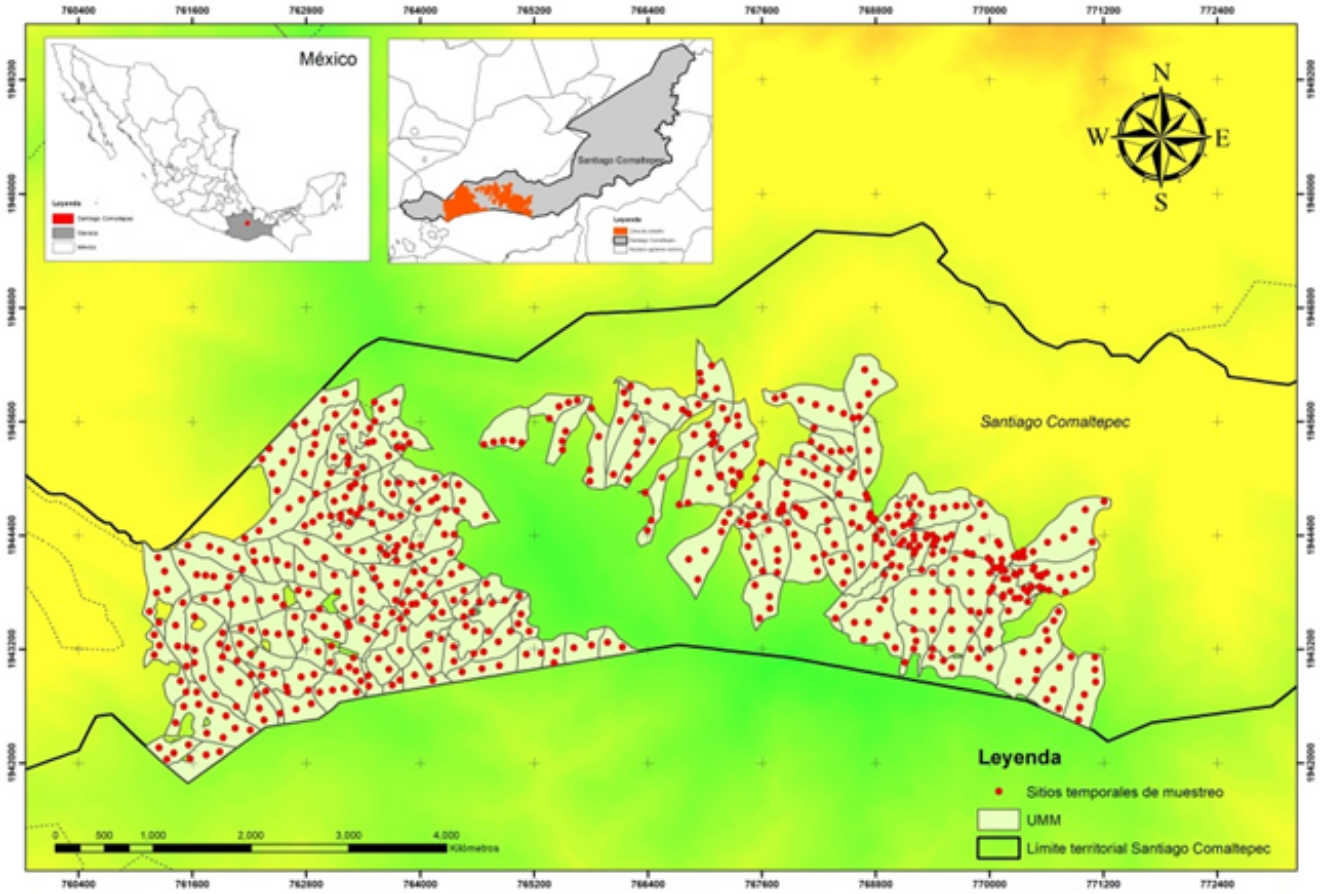



**Figura 1. Predio comunal de Santiago Comaltepec, Ixtlán, Oaxaca.**
Los puntos dentro del predio indican los sitios temporales de muestreo del inventario forestal del 2014.

*Metodología*

Los datos de Altura total (At) y Diámetro normal (Dn) utilizados para la estimación del volumen maderable se obtuvieron del Inventario Forestal Maderable (IFM) del Programa de Manejo Forestal 2017-2025 (PMF 2017-2024). El tamaño de muestra fue de 636 sitios temporales, con una dimensión de 1000 $m^2$, distribuidos en 142 Unidades Mínimas de Manejo (UMM), que a su vez se dividen en 10 rodales o unidades de manejo. La estimación de BAA y el CC en el estrato arbóreo vivo se basó en la guía establecida por Winrock International (Goslee *et al*., 2014).

Se agruparon los sitios temporales de muestreo con base en las UMM definidas en el PMF, posteriormente se estimó el volumen maderable de todas las especies arbóreas registradas con la ayuda de las ecuaciónes volumétricas correspondientes a la Unidad de Manejo Forestal 2001 SNO (ecuación 1) del Sistema Biométrico Forestal para el manejo de los bosques de México (SiBiFor) (Vargas-Larreta *et al*., 2017) y del inventario forestal de Oaxaca (SARH, 1985) (ecuación 2) para aquellas especies arbóreas que no contaron con ecuaciones específica del SiBiFor. Para la cuantificación de la biomasa de los árboles en pie de cada UMM se ocupó la recomendación de Brown y Lugo (1984), la cual consistió en multiplicar el volumen maderable de cada árbol por la densidad específica de la madera de cada especie, posteriormente, el resultado se multiplicó por un Factor de Expansión de Biomasa (FEB), (ecuación 3).

Los valores de la densidad de la madera por especie se obtuvieron en literatura científica publicada en México y el FEB utilizado fue el sugerido por Brown y Lugo (1984). Una vez estimada la biomasa, ésta se convirtió a CC almacenado en cada especie medida, utilizando la ecuación 4 recomendada por Goslee

*et al*. (2014). Para obtener el contenido de BAA y CC almacenado por especie arbórea, se agruparon y sumaron las especies registradas en todo el predio, para relacionar los contenidos de biomasa y C con el tipo de vegetación, se agruparon las UMM con base en la cobertura de vegetación y uso de suelo de la cartografía del Programa Mexicano del Carbono (PMC) Serie VI (año 2014) escala 1:50 000. Finalmente, los resultados de BAA y CC almacenado en las UMM se agruparon y se promediaron con base en el método de manejo forestal definido en el PMF.

$$VTAcc = a_0 \times Dn^{a1} \times At^{a2} + b_0 \times Dn^2 \qquad \text{(Ec. 1)}$$

donde, VTAcc es el volumen total árbol con corteza en $m^3$ (volumen maderable VM); Dn diámetro normal con corteza en cm; At altura total en m y los parámetros a0, a1, a2, b0 y bi (i=0, 1 y 2) son las estimaciones de los coeficientes estimados mediante análisis de regresión y varían de acuerdo con la especie.

$$VT = Exp^{(-b0+b1\times In(Dn)+b2\times In(At))} \qquad \text{(Ec. 2)}$$

donde, VT es el volumen fustal del árbol en $m^3$ (VM); Dn diámetro normal con corteza en cm; At altura total en m y b0, b1 y b2 coeficientes estimados mediante análisis de regresión y varían de acuerdo con la especie.

$$BAA = VM \times \partial \times FEB \qquad \text{(Ec. 3)}$$

donde, BAA es la biomasa arbórea aérea en Mg $ha^{-1}$; VM es el volumen maderable en $m^3$; $\partial$ es la densidad de la madera por especie en Mg $m^3$ y FEB es el factor de expansión de biomasa

$$CCA = BAA \times Fc \qquad \text{(Ec. 4)}$$

donde, CCA es el contenido de C almacenado, BAA es la biomasa arbórea aérea en Mg $ha^{-1}$ y Fc es la fracción de C para vegetación arbórea 0.47 Mg C (IPCC, 1996).

**Resultados y Discusión**

La BAA promedio de las 142 UMM del bosque templado de Santiago Comaltepec (1819.4 ha) fue de 195.7 Mg $ha^{-1}$. Este resultado es comparable con los reportados para otros bosques templados en un intervalo de 100 a 380 Mg $ha^{-1}$ (Tateno *et al*., 2004; White *et al*., 2004; Park *et al*., 2008).

El C total acumulado en la BAA de la zona de estudio (1819.4 ha) fue de 91.9 Mg C $ha^{-1}$, inferior a los datos reportados por De Jong *et al*. (1999); Ordóñez *et al*. (2008); Ordóñez-Díaz *et al*. (2015) y Cairns *et al*. (1997) para bosques templados con manejo forestal de México.

El 72.2% (1313.3 ha) de la superficie total del predio corresponde al sistema de manejo MMOBI, el cual presentó 206.1 Mg BAA $ha^{-1}$ y el 27.8% (506.1 ha) restante de la superficie pertenece al sistema de manejo MDS con 163.1 Mg BAA $ha^{-1}$.

La mayor concentración de C se registró en el sistema de manejo MMOBI con 96.8 Mg C $ha^{-1}$, mientras que el sistema MDS presentó 79.3 Mg C $ha^{-1}$. Esta diferencia se atribuye a que en el sistema MMOBI se registró un mayor número de especies de encinos y latifoliadas, en el sistema MDS se registró mayor cantidad por superficie de pinos. Esto indica una mayor intensidad en el aprovechamiento de madera de pino en el sistema MDS (Cuadro 1).

**Cuadro 1. BAA y CC en los rodales de aprovechamiento forestal de Santiago Comaltepec, Ixtlán, Oaxaca.**

| | MMOBI | | | | | MDS | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Rodal** | **Superficie (ha)** | **BAA** | **BAA ha$^{-1}$** | **CC** | **CC ha$^{-1}$** | **Superficie (ha)** | **BAA** | **BAA ha$^{-1}$** | **CC** | **CC ha$^{-1}$** |
| 1 | 18.1 | 697.0 | 38.6 | 327.6 | 18.1 | 144.7 | 23 293.1 | 160.9 | 10 947.7 | 75.6 |
| 2 | 223.4 | 39 984.6 | 179.0 | 18 792.8 | 84.1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 3 | 16.3 | 2819.9 | 172.6 | 1 325.3 | 81.1 | 23.8 | 5049.1 | 212.6 | 2373.1 | 99.9 |
| 4 | 45.9 | 6019.4 | 131.2 | 2 829.1 | 61.7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 5 | 236.7 | 53 932.7 | 227.8 | 25 348.4 | 107.1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 6 | 162.1 | 37 964.7 | 234.2 | 17 843.4 | 110.1 | 25.0 | 7147.0 | 285.8 | 3359.1 | 134.3 |
| 7 | 213.7 | 41 908.4 | 196.1 | 19 697.0 | 92.2 | 66.6 | 12 449.3 | 186.9 | 5851.2 | 87.8 |
| 8 | 225.5 | 51 390.4 | 227.9 | 24 153.5 | 107.1 | 79.6 | 11 481.2 | 144.3 | 5396.2 | 67.8 |
| 9 | 46.8 | 6922.2 | 148.0 | 3 253.4 | 69.6 | 166.4 | 26 074.6 | 156.7 | 12 255.1 | 73.6 |
| 10 | 124.9 | 28 998.4 | 232.2 | 13 629.2 | 109.1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

R: rodal; BAA: biomasa arbórea aérea; CC: contenido de carbono; MMOBI: método mexicano de ordenación de bosques irregulares; MDS: método de desarrollo silvícola.

En toda la masa forestal se contabilizaron 33 especies, ocho pináceas, 13 encinos, 11 latifoliadas y una como otra conífera. Del total, 19 estuvieron presentes en los dos sistemas de manejo MDS y MMOBI, destacando *Pinus patula*, *Pinus pseudostrobus*, *Pinus ayacahuite*, *Quercus laurina*, *Clethra mexicana* y *Tilia cordata*. La especie arbórea que registró mayor cantidad de BAA y CC en todo el predio fue el *Pinus patula* (52.5 Mg BAA ha$^{-1}$ y 24.6 Mg C ha$^{-1}$), seguido del *Pinus pseudostrobus* (36.7 Mg BAA ha$^{-1}$ y 17.2 Mg C ha$^{-1}$) y *Quercus laurina* (27.9 Mg BAA ha$^{-1}$ y 13.1 Mg C ha$^{-1}$). En el sistema de manejo MMOBI la especie dominante fue *Pinus pseudostrobus* (45.5 Mg BAA ha$^{-1}$ y 21.3 Mg C ha$^{-1}$) y en MDS el *Pinus patula* (91.1 Mg BAA ha$^{-1}$ y 42.8 Mg C ha$^{-1}$).

La dominancia de estas dos especies de *Pinus patula* y *Pinus pseudostrobus* se relaciona con los resultados de Castellanos-Bolaños *et al.* (2008) y Ríos-Altamirano *et al*. (2016), quienes mencionan que son las especies de mayor distribución en algunos bosques de la SNO. Esto se atribuye a que se impulsa un proceso de selección o reemplazo de especies no comerciales por aquellas con potencial económico (como es el caso de especies pináceas), la abundancia de estas especies en la zona de estudio es ejemplo de una práctica común en el ámbito forestal que conduce a la modificación de la estructura del bosque (Perry *et al*., 1998; Richardson *et al*., 2007; Ramírez-Santiago *et al*. 2015).

La zona de manejo forestal presentó 8 coberturas vegetales (Cuadro 2), de las cuales, tres corresponden a bosque primario (bosques de pino, BP; de mesófilo de montaña, BMM y de pino encino BPE); bosque secundario (vegetación arbórea de encino pino; arbustiva de mesófilo de montaña; arbustiva de pino encino); uso agrícola (agricultura de temporal de ciclo anual) y vegetación inducida (pastizal inducido muy abierto).

La vegetación primaria obtuvo el mayor contenido de BAA y de CC, en el sistema MDS la vegetación predominante es de BPE con un contenido de 338.3 Mg BAA ha$^{-1}$ y 159.03 Mg C ha$^{-1}$, en el sistema MDS la vegetación predominante fue de BMM con 226.2 Mg BAA ha$^{-1}$ y 100.8 Mg C ha$^{-1}$, la diferencia es el número de especies por unidad de superficie, las referencias para biomasa en bosque mesófilo a mayores altitudes son menores a las reportadas en la zona por Álvarez-Arteaga *et al*. (2013), el resultado se asocia al gradiente altitudinal según el tipo de especies reportadas. La composición de las especies es referente para los almacenes totales del tipo de manejo reportado anteriormente.

**Cuadro 2. BAA y CC por tipo de vegetación de la zona de manejo forestal de Santiago Comaltepec, Ixtlán, Oaxaca.**

| Tipo de vegetación | Superficie (ha) | BAA | BAA $ha^{-1}$ | CC | CC $ha^{-1}$ |
|---|---|---|---|---|---|
| Agricultura de temporal de ciclo anual | 21.3 | 2 706.9 | 126.8 | 1 272.2 | 59.6 |
| Arborea de bosque de encino-pino | 309.4 | 59 179.3 | 191.2 | 27 814.2 | 89.8 |
| Arbustiva de bosque mesófilo de montana | 43.1 | 6,649.6 | 154.1 | 3 125.3 | 72.4 |
| Arbustiva de bosque que pino-encino | 0.6 | 95.6 | 137.2 | 44.9 | 64.4 |
| Bosque de pino | 431.8 | 69 770.8 | 161.5 | 32 792.2 | 75.9 |
| Bosque de pino-encino | 6.0 | 2,045.3 | 338.3 | 961.3 | 159.0 |
| Bosque mesófilo de montana | 1002.1 | 215 119.3 | 214.6 | 101 106.0 | 100.8 |
| Pastizal inducido muy abierto | 4.7 | 564.8 | 119.3 | 265.5 | 56.0 |

BAA: biomasa arbórea aérea; CC: contenido de carbono.

## Conclusiones

El sistema de manejo MMOBI, presentó los mayores contenidos de BBA Y CC por la cantidad de especies presentes de encinos y latifoliadas registradas, sin embargo, la presencia del mayor contenido por superficie de pinos se registró en el sistema MDS por una mayor intensidad en el aprovechamiento de madera de pino.

Las especies *Pinus patula* y *Pinus pseudostrobus* presentaron los valores más altos de BAA y CC, este resultado demuestra que la selección de especies comerciales tiene un efecto positivo en el incremento por superficie de la BAA y CC debido a las característuricas morfológicas de sus fustes y rápido crecimiento. El BPE resultó con el mayor contenido de BAA y CC y representa el potencial más elevado para el almacén de C. Los resultados aquí reportados reúnen la cuantificación del CC en la BAA para manejos forestales de la SNO. Sin embargo, debido a que solamente se exploró uno de los cinco depósitos de C considerados por el IPCC para bosques manejados durante más de 20 años, hace falta más investigación para mejorar las estimaciones aquí reportadas. La metodología empleada para la cuantificación de BAA y CC, así como su distribución, permite tener estimaciones a bajo costo y en corto tiempo, y con posibilidad de replicarla en bosques manejados en otros sitios.

## Literatura citada


Álvarez-Arteaga, G., N. E. García-Calderón, P. Krasilnikov y F. García-Oliva. 2013. Almacenes de carbono en bosques montanos de niebla de la sierra norte de Oaxaca, México. Agrociencia 47:171-180.

Binkley, D. 2004. A hypothesis about the interaction of tree dominance and stand production through stand development. Forest Ecology and Management 190:265-271.

Brown, S. and A. Lugo.1984. Biomass of tropical forests: A new estimate based on forest volumes. Science 223:1290-1293.

Cairns, M. A., S. Brown, E. Helmer and G. Baumgardner. 1997. Root biomass allocation in the world's upland forests. Oecologia 111:1-11

Castellanos-Bolaños, J. F., E. J. Treviño-Garza, O. A. Aguirre-Calderón, J. Jiménez-Pérez, M. Musalem-Santiago y R. López-Aguillón. 2008. Estructura de bosques de pino patula bajo manejo en Ixtlán de Juárez, Oaxaca, México. Madera y Bosques 14:51-63.

Castilho, C. V. D., W. E. Magnusson, O. D. Araujo R. N., R. C. C. Luizao, F. J. Luizao, A. P. Lima and N. Higuchi. 2006. Variation in aboveground tree live biomass in a central Amazonian forest: effects of soil and topography. Forest Ecology and Management 234:85-96.

De Jong, J., A. Cairns, P. Haggerty, N. Ramírez, S. Ochoa, J. Mendoza, M. González and I. March. 1999. Land-use change and carbon flux between 1970s and 1990s in central highlands of Chiapas, Mexico. Environmental Management 23:373-385.

García, E. 2004. Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen. 5ta ed. Insitituto de Geografía-UNAM. 93 p.

Gargaglione V., P. L. Peri and G. Rubio. 2010. Allometric relations for biomass partitioning of Nothofagus antarctica trees of different crown classes over a site quality gradient. Forest Ecology and Management 259:1118-1126.

Goslee, K., S. M. Walter, A. Grains, L. Murray, F. Casarim and S. Brown. 2014. Module C-CS: Calculations for estimating carbon stocks. Winrock International. Arlington USA, USA. 28p.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 1996. The IPCC Second Assessment: Climate change 1995. Cambridge University Press. Cambridge.

Kurz, W. A., R. A. Birdsey, V. S. Mascorro, D. Greenberg, Z. Dai, M. Olguin y R. Colditz. 2016. Modelización y evaluación integradas de la dinámica del carbono forestal en América del Norte: herramientas para monitorear, registrar en informes y proyectar emisiones y remociones de gases de efecto invernadero en el sector forestal. Comisión para la Cooperación Ambiental. Montreal, Canada. 24 p.

Masera, O.; A. D. Cerón and J. A. B. Ordóñez. 2001. Forestry mitigation options for Mexico: Finding synergies between national sustainable development priorities and global concerns. Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change 6:291-312.

Ordóñez, J. A., J. B. de Jong, F. García-Oliva, F. L. Aviña, J. V. Pérez, G. Guerrero, R. Martínez and O. Masera. 2008. Carbon content in vegetation, litter, and soil under 10 different land-use and land-cover classes in the Central Highlands of Michoacan, Mexico. Forest Ecology and Management 255:2074-2084.

Ordóñez-Díaz, J. A. B.; A. Galicia-Naranjo, N. J. Venegas-Mancera, T. Hernández-Tejeda, M. J, Ordóñez-Díaz y R. Dávalos-Sotelo. 2015. Densidad de las maderas mexicanas por tipo de vegetación con base en la clasificación de J. Rzedowski: compilación Madera y Bosques. Instituto de Ecología, A. C. Xalapa, México 21:77-126.

Park, B. B., R. D. Yanai, T. J. Fahey, S. W. Bailey, T. G. Siccama, J. B. Shaley and N. L. Cleavitt. 2008. Fine root dynamics and forest production across a calcium gradient in northern hardwood and conifer ecosystems. Ecosystems 11:325-341.

Perry, J. P., G. Graham and D. M. Richardson. 1998. The history of pines in Mexico and Central America. pp. 137-149. *In*: Richardson, D. M. (ed.). Ecology and Biogeography of *Pinus*. Cambridge University Press. Cambridge, UK.

Ramírez-Santiago, R., G. Ángeles-Pérez, R. Clark-Tapia, V. M. Cetina-Alcalá, O. Plascencia-Escalante y P. Hernández-de La Rosa. 2015. Efectos del manejo forestal en la repoblación de *Pinus* spp. en la Sierra Norte de Oaxaca, México. Revista Mexicana de Ciencias Forestales 6:49-62.

Richardson, D. M., P. W. Rundel, S. T. Jackson, R. O. Teskey, J. Aronson, A. Bytnerowicz, M. J. Wingfield and Ş. Procheş. 2007. Human impacts in Pine Forests: Past, Present and Future. Annual Review of Ecology, Evolution and Systematics 38:275-297.

Ríos-Altamirano, A., C. Alfonso-Corrado, V. Aguirre-Hidalgo, G. Ángeles-Pérez, M. M. Mendoza-Díaz, V. Rodríguez-Rivera, E. Roldán-Felix and R. Clark-Tapia. 2016. Abundancia y distribución del género P*inus* en Capulálpam de Méndez, Sierra Juárez, Oaxaca. Madera y Bosques 22:61-74.

SARH (Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos). 1985. Inventario Forestal de Oaxaca. SARH. 157 p.

Tateno, R., T. Hishi and H. Takeda 2004. Above-and belowground biomass and net primary production in a cool-temperate deciduous forest in relation to topographical changes in soil nitrogen. Forest Ecology and Management 193:297-306.

Vargas-Larreta, B., C. A. López-Sánchez, J. J. Corral-Rivas, J. O. López Martínez, C. G. Aguirre-Calderón and J. G. Álvarez-González. 2017. Allometric equations for estimating biomass and carbon stocks in the temperate forest of North-Western Mexico Forests 8:1-20.

White, L. L., D. R. Zak and B. V. Barnes. 2004. Biomass accumulation and soil nitrogen availability in an 87-year-old Populus gradidentata chronosequence. Forest Ecology and Management 191:121-127.

# 1.11. Metodología para el análisis espacial de calidad de agua de uso agronómico en ambientes rivereños: Un enfoque hacia nitratos

**Leal-Ponce Myriam**[1]; Corona-Romo Paola[1] y Salas-Aguilar Víctor[1]

[1]Geoinformática, Universidad Autónoma de Ciudad Juárez. DMC Cuauhtémoc. Carretera Cuauhtémoc-Anahuac km 3.5, Ejido Cuauhtémoc, 31600 Cd Cuauhtémoc, Chih.
Autor para correspondencia: victor.salas@uacj.mx

## Resumen

Este estudio presenta una metodología para analizar la relación entre la concentración de nitratos con respecto a los usos de suelo e índices de vegetación en el Valle del Mezquital, México. La influencia de las co-variables se analizaron cinco áreas de influencia: 250, 500, 1000, 2000, 3000, 4000 y 5000 m. Estas áreas fueron asociadas a 114 sitios de muestreo de calidad de agua. El porcentaje de uso de suelo y de los índices de vegetación para cada área de influencia fueron las variables explicativas. Se usaron la regresión ordinaria (MCO), regresión espacial con retraso (RER) y la regresión espacial del error (REE) como modelos predictivos. El coeficiente de regresión $R^2$ y el criterio de información de Akaike (AIC) se usaron para medir la bondad de ajuste. Los resultados mostraron que la RER fue el método que mejor se adaptó a la información, el área que mostro mejor ajuste fue el de 2000 m ($R^2$ 0.61, AIC 560), donde la zona urbana, la agricultura, la pendiente y Índice de Agua de Diferencia Normalizada fueron las variables con mayor peso para predecir los nitratos. Se recomienda el uso de la metodología presentada para analizar otras variables de calidad del agua.

**Palabras clave:** *regresión*; *Co-variables*; *usos de suelo.*

## Abstract

This study presents a methodology to analyze the relationship between nitrate concentration with respect to land uses and vegetation indices in the Mezquital Valley, Mexico. The influence of the co-variables were analyzed in five influence areas: 250, 500, 1000, 2000, 3000, 4000 and 5000 m. These areas were associated with 114 water quality sampling sites. The percentage of land use and vegetation indices for each area of influence were the explanatory variables. We used ordinary regression (OLS), spatial regression with delay (RER) and spatial error regression (REE) as predictive models. The regression coefficient $R^2$ and the Akaike information criterion (AIC) were used to measure the goodness of fit. The results showed that the RER was the method that best adapted to the information, the area that showed the best fit was the 2000 m ($R^2$ 0.57, AIC 560), where the urban area, agriculture, slope and Water Index of Normalized Difference were the variables with the highest weight to predict nitrates. It is recommended the use of the presented methodology to analyze other variables of water quality.

**Key words:** *regression*; *Co-variables*; *land uses.*

## Introducción

El monitoreo de la calidad de agua (CA) para uso agronómico es una de premisas que requieren los agricultores para realizar un manejo correcto del agua para riego. En cuanto a la valoración de la calidad del agua, está es evaluada por sus características físico-químicas y biológicas, con el fin de asegurar que el agua reúne las condiciones adecuadas para cada uno de los medios de consumo (Amado-Álvarez *et al*., 2016).

Un aspecto a resaltar en cuanto a calidad del agua, son los usos de suelo, estos transforman el territorio y esto a su vez alteran el equilibrio del ciclo hidrológico, lo que puede conllevar a aumento de niveles de contaminación, modificación de patrones de flujo y destrucción o degradación del ecosistema (Postel y Thompson, 2005).

De los usos de suelo que tienen influencia en la calidad del agua, la agricultura es uno de los más importantes, ya que es causante de la degradación del recurso hídrico. Esta degradación, es procedente de los cambios bioquímicos en el suelo, donde los fertilizantes ocasionan aumento en la cantidad de sólidos totales, nitratos (Vinelli-Ramirez, 2012), sulfatos, cloruros y sodios que pueden percolar al agua subterránea (Caicedo-Álvarez, 2017).

El alto costo de recolectar y analizar muestras de calidad de agua sobre los ríos ha limitado estas investigaciones en diversas partes del mundo (Yang *et al.*, 2017). En años recientes se han utilizado distintas metodologías para el análisis de la calidad del agua. Una de las más empleadas es la regresión ordinaria que relaciona características del paisaje con la calidad del agua (Tu y Xia, 2008). Sin embargo, dicho método tiene la desventaja que no considera la correlación espacial de las variables, además de varios supuestos que se violan con facilidad por la naturaleza de los estudios (Wan *et al.*, 2014).

La regresión espacial es un método que considera la correlación espacial entre las variables, esto ha dado mejores predicciones de la calidad de agua en ríos, esto es porque considera que la variación de la CA es explicada por el 20% al 70% por los usos de suelo y variables fisiográficas (Mainili y Chang, 2018). Lo que ha dado modelos matemáticos alternos que pueden monitorear la CA a bajo costo (Su *et al.*, 2013)

Por la tanto el objetivo de este trabajo fue evaluar una metodología de regresión espacial y ordinaria para predecir la concentración de nitratos. La prueba de concepto se realizó con datos recabados de Ruvalcaba-Saucedo (2015).

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

Se recopilaron 111 registros de la base de datos de Ruvalcaba (2013), los cuales realizaron un muestreo en el Valle del Mezquital, México en junio de 2013 (Figura 1). De la base de datos se extrajeron los valores de nitratos. El Valle del Mezquital se encuentra ubicado en las coordenadas 19°30’ y 20°22’ de latitud norte y 98°56’ y 99°37’ de longitud oeste. Está situado a 60 km de la Ciudad de México, tiene una altitud que va desde los 1640 y los 2400 m s.n.m.

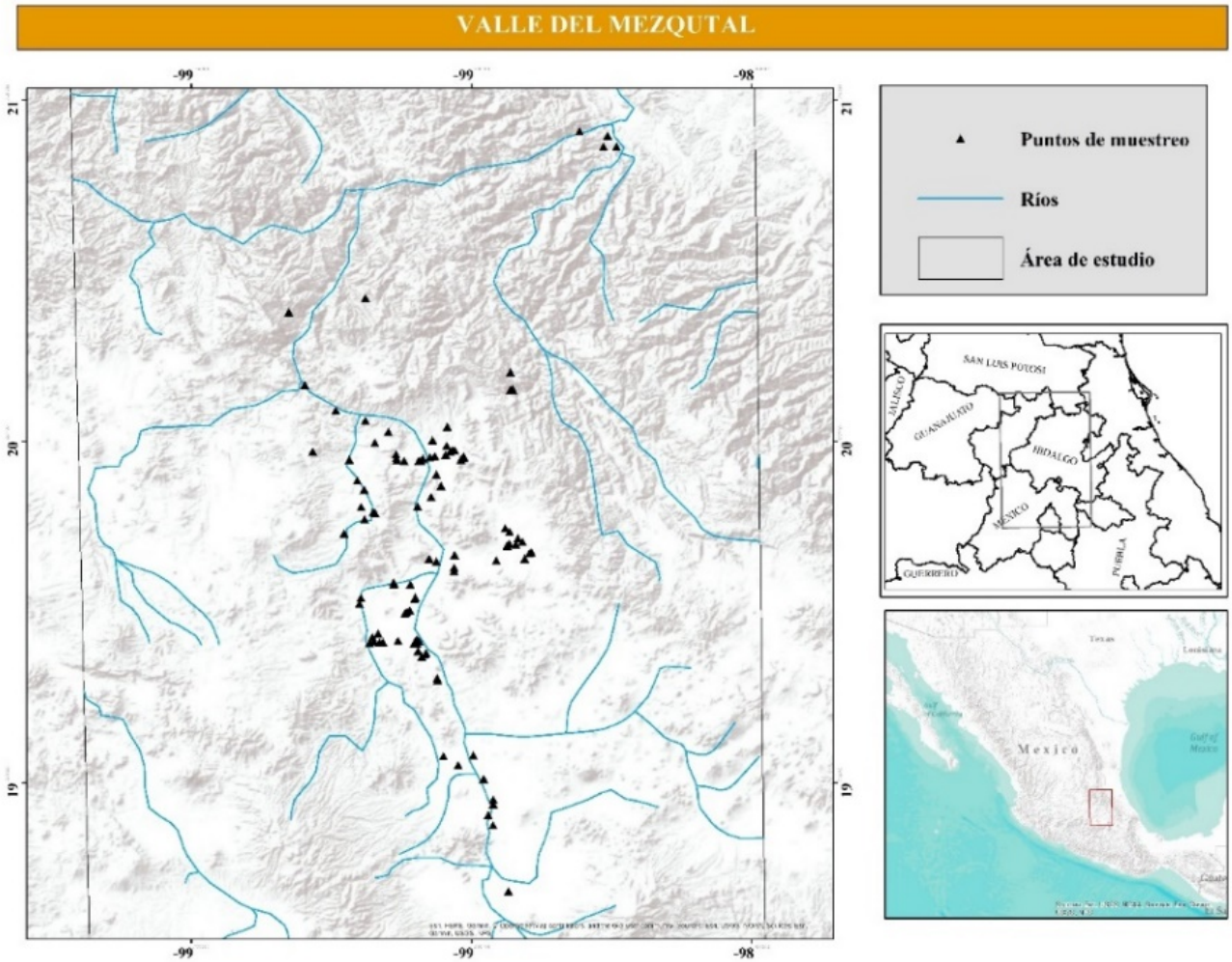



**Figura 1. Valle del Mezquital, México.**
Sitios muestreados por Ruvalcaba-Saucedo (2015).

## *Extracción de Co-variables*

Se utilizó el satélite Landsat 8 Surface Reflectance Tier 1 de la plataforma Google Earth Engine para el mismo periodo en que se realizó el muestreo en campo. De las imágenes Landsat, se procesaron la cobertura del tipo de suelo y los índices de vegetación MSAVI (índice de vegetación ajustado al suelo, por sus siglas en ingles) y NDWI (Índice de Agua de Diferencia Normalizada, por sus siglas en ingles). Un modelo digital de elevación (INEGI, 2014) fue usado para crear el mapa de pendientes. Por último, la capa vectorial de tipo de suelos (INEGI, 2012) fue rasterizada para extraer los datos de textura del suelo (Cuadro1).

**Cuadro 1. Co-variables usadas como variables explicativas.**

| Tipo de datos | Fuente | Resolución | Unidad |
|---|---|---|---|
| Concentración de Nitratos | (Ruvalcaba-Saucedo, 2015) | Semanal | Partes por millón (ppm) |
| Cobertura del suelo:<br>Agricultura (A)<br>Zona urbana (ZU)<br>Bosque (B)<br>Matorral (M) | Landsat 8<br>Google Earth Engine | 30 m | % |

| Tipo de datos | Fuente | Resolución | Unidad |
|---|---|---|---|
| Desprovista de vegetación (DV)<br>Pastizal (P)<br>Tular (T)<br>Selva (S)<br>Vegetación de galería (VG) | | | |
| Pendiente | (INEGI, 2014) | 30 m | % |
| Textura del suelo:<br>Fina<br>Media<br>Gruesa | (INEGI, 2012) | 250 m | % |
| Índices de vegetación<br>NDWI<br>MSAVI | Landsat 8<br>Google Earth Engine | 30 m | % |

*Procesamiento de datos*

La relación entre las variables explicativas y la concentración de nitrógeno fue hecha a través de las siguientes regresiones: Regresión ordinaria (MCO) Regresión espacial con retraso (MER) y Regresión espacial del error (REE).

La regresión espacial con retraso presenta la siguiente ecuación:

$$y = \rho W\gamma + X\beta + e \qquad \text{(Ec. 1)}$$

donde, $y$ es la concentración de nutrientes (ppm), $\rho$ es un coeficiente autorregresivo espacial, $W\gamma$ es un vector de retraso espacial de la variable dependiente y $X\beta$ es una matriz de observaciones de las variables explicativas y $e$ es un vector de errores aleatorios distribuidos normalmente.

La regresión espacial del error (REE) es descrita por dos ecuaciones:

$$y = X\beta + e \qquad \text{(Ec. 2)}$$

$$e = \vartheta We + u \qquad \text{(Ec. 3)}$$

donde, $y$ es la concentración de nutrientes (ppm), $X$ es una matriz de observaciones de las variables explicativas, $\beta$ es un vector de coeficientes de regresión, $e$ es un vector de errores espacialmente autocorrelacionados, $\vartheta$ es un coeficiente autorregresivo, $We$ es un retraso espacial para los errores y $u$ es otro termino de error.

Para el diagnóstico de la dependencia espacial se evaluó la multicolinealidad de las variables, si este valor supera las 20 unidades existe colinealidad (Anseline, 2014), La normalidad de los errores se evaluó con el método de Jarque-Bera, si $p>0.05$ se consideran una distribución normal de los errores. En el caso de la significancia en autocorrelación espacial se observó al índice de Moran ($p<0.05$).

Por último, para conocer que regresión debe ser aplicada, se utilizó el árbol de decisión para regresión espacial propuesto por Anseline (2016). El método consiste en observar la significancia del multiplicador de Lagrange (ML) para los tres métodos. En el caso que ML fuera significante ($p<0.05$) para MER o REE, se escogía el método con mayor significancia. Si ML no era significante para los métodos ($p>0.05$) se elegía el método MCO por el hecho que no es significante la dependencia espacial de la variable dependiente. La bondad de ajuste del modelo seleccionado se evaluó mediante el coeficiente de regresión

$R^2$ y el criterio de información de Akaike (AIC). Las regresiones se obtuvieron dentro del programa Geoda 1.12 disponible en http://geodacenter.github.io/download.html.

*Áreas de influencia*

Para analizar cuantitativamente cual es la distancia en la que interfieren las métricas del paisaje sobre la concentración de nitratos, se aplicaron seis escalas diferentes en las cuales se extrajeron los valores del Cuadro 1, estas escalas fueron a: 250, 500, 1000, 2000, 3000, 4000 y 5000 m de áreas de influencia con respecto al dato puntual.

## Resultados

*Distribución espacial de los Nitratos*

La variación espacial de los nitratos en el Valle del Mezquital, se presenta en la Figura 2. El 20% de los datos se encuentran por arriba de las 28 ppm y solo el 17.5% está por debajo de los 8 ppm. La mayoría de las concentraciones altas se encuentran cerca de centros urbanos, cerca de la Ciudad de México y sus alrededores.

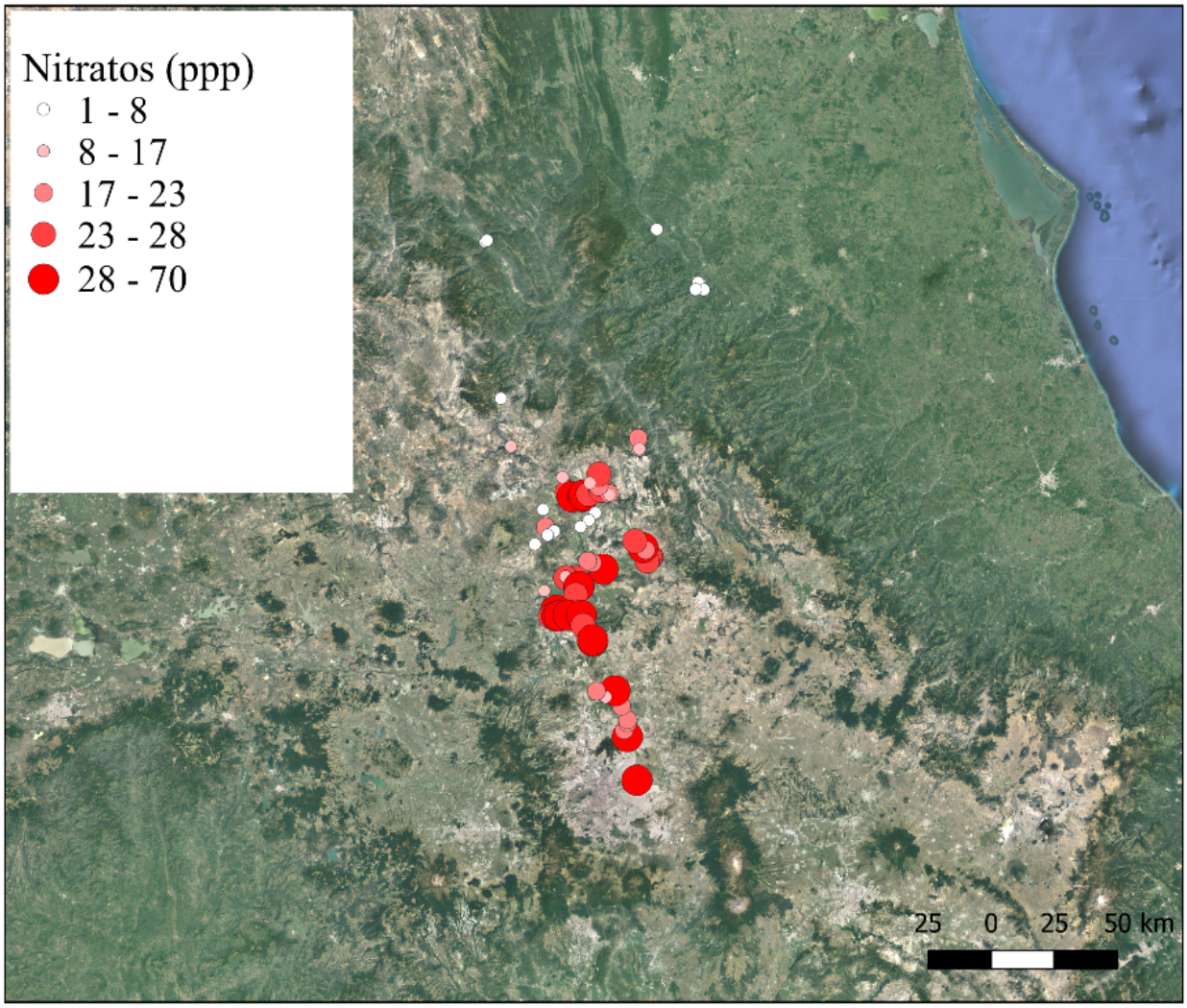



**Figura 2. Variación espacial de la concentración de nitratos en el Valle del Mezquital, México.**

*Regresión Espacial*

El análisis de regresión espacial demostró que la regresión con retraso fue la más adecuada para modelar la concentración de nitratos. Los usos de suelo de zonas urbanas y agricultura fueron las áreas que mayor peso obtuvieron en las distintas regresiones para las áreas de influencia. En las zonas de 250 y 500 m la vegetación de galería fue un uso de suelo importante para predecir la concentración de nitratos. En las áreas de 1000 y 2000 m la mayoría de los usos de suelo fueron significantes. A partir de estas áreas de influencia se logra observar los índices de vegetación NDWI y MSAVI como variables explicativas significativas, esto es porque dichos índices pueden discriminar terrenos con exceso de agua y diferente cobertura que aumentan o disminuyen, respectivamente, el arrastre o lixiviación de nutrientes a los ríos (Guerif *et al.*, 2007). El Cuadro 2 presenta las distintas regresiones para las áreas de influencia, se puede observar que en el área de 2000 m fue donde se obtuvo el mejor modelo ($R^2$ 0.61, AIC 540.62).

La Figura 3 muestra la comparación entre los valores predichos de nitratos con la regresión espacial con retraso para el área de 2000 m y los valores observados de concentración de nitratos. Como se observa en la Figura 3 el modelo propuesto predice aceptablemente ($R^2$ 0.57) los valores de nitratos. Lo anterior lo confirma Yang *et al.* (2017) nos indica que al incorporar la correlación espacial en la variable dependiente ayuda a mejorar el rendimiento de los modelos

**Cuadro 2. Regresiones espaciales con retraso para diferente área de influencia**

| Escala | $R^2$ | AIC | Ecuación |
|---|---|---|---|
| 250 | 0.47 | 565 | 0.6836*$\rho$-0.3225+0.2160*ZU+0.0980*VG |
| 500 | 0.44 | 584 | 007127*$\rho$+3.225+0.172*ZU-0.2786*SV |
| 1000 | 0.54 | 571 | 0.6295*$\rho$+0.6819+0.0000542*A+0.3991*ZU+0.036*S |
| 2000 | 0.61 | 560 | 0.4644*$\rho$-17.3058+0.3449*A+0.6942*ZU+0.2338*SV+0.4447*M+0.2208*VG-9.9968*NDWI-0.1190*S |
| 3000 | 0.54 | 568 | 0.3623*$\rho$+1999.52-18.3101*A-18.1505*ZU-19.07*B-18.1*SV-19.39*M-18.6778*P-19.27*T-18.14*S-18.72*VG |
| 4000 | 0.47 | 569 | 0.4895*$\rho$+0.47*PORCE1+0.89*PORCE2+0.308*PORCE3+0.2924*PORCE6+0.236*PORCE7-0.011*PORCE10 |
| 5000 | 0.35 | 570 | 0.6921*$\rho$+5.842-71.293*MSAVI+2.716*NDWI |

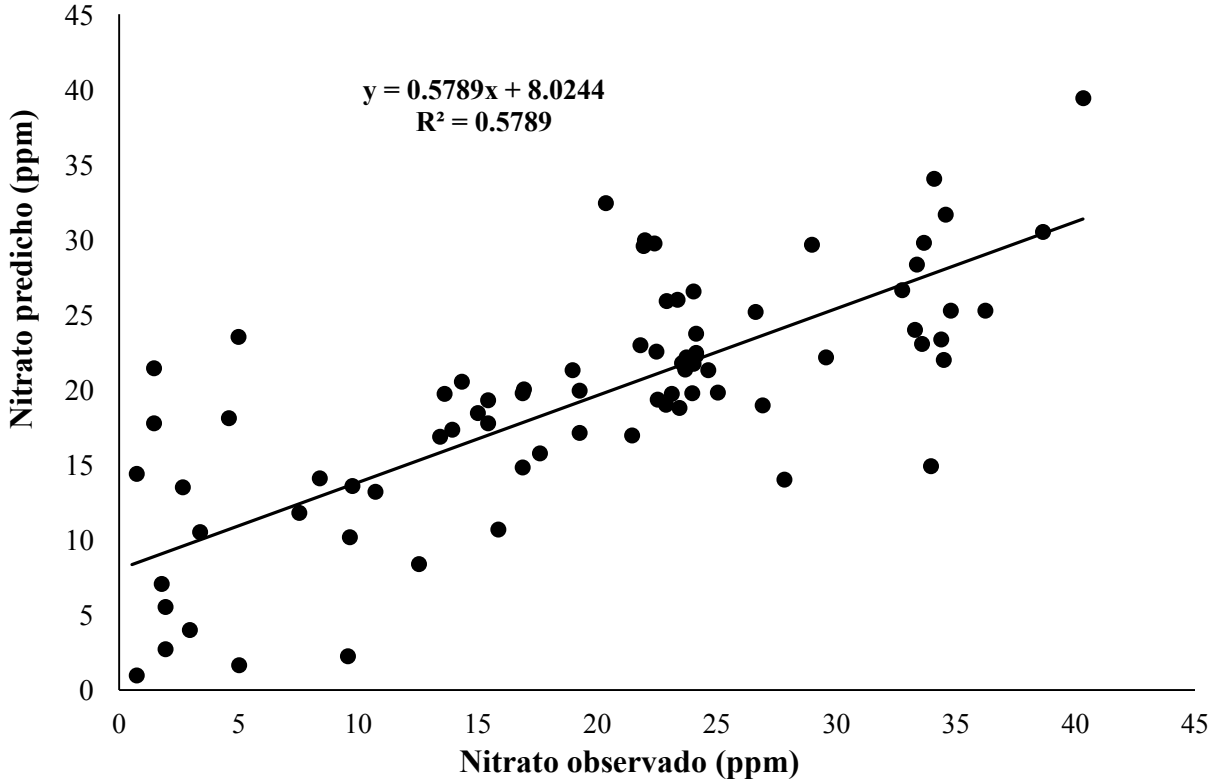



**Figura 3. Validación cruzada entre las observaciones de nitratos y lo predicho por la regresión espacial con retraso.**

## Conclusiones

La regresión espacial con retraso fue elegida para predecir la concentración de nitratos en el Valle del Mezquital, México. Los usos de suelo agrícola y urbano son las variables que mayor peso tienen para predecir los nitratos. La inclusión de índices de vegetación elevo la predicción de los modelos.

La regresión con el área de influencia de 2000 m fue la que mejor se ajustó a los datos. Se comprobó que la incorporación de la correlación espacial entre la variable dependiente ayuda a mejorar la predicción del modelo. Se recomienda predecir otras variables de calidad de agua en otras zonas con este tipo de metodología.

## Literatura citada

Amado-Álvarez, J. P., P. Pérez-Cutillas, O. Ramírez Valle y J. J. Alarcón-Cabañero. 2016. Análisis de la calidad de agua en las lagunas de Bustillos y de los Mexicanos (Chihuahua, Mexico). Papeles de Geografía 62:107-118.

Caicedo Álvarez, H. 2017. Diagnóstico de un sistema de abastecimiento de agua potable por fuente subterránea en una zona de expansión del Valle del Cauca. Tesis de Ingeniería. UNAD. Calí, Valle.

Guerif, M., V. Houlès and F. Baret. 2007. Remote sensing and detection of nitrogen status in crops. Application to precise nitrogen fertilization. pp. 26-29. *In*: 4th International Symposium on Intelligent Information Technology in Agriculture.

INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2012. Uso de suelo y vegetación. https://www.inegi.org.mx/temas/usosuelo/

INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2014. Modelo digital de elevación. https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=889463614715

Mainali, J. and H. Chang. 2018. Landscape and anthropogenic factors affecting spatial patterns of water quality trends in a large river basin, South Korea. Journal of hydrology 564:26-40.

Postel, G. and J. Thompson. 2005. Watershed protection: capturing the benefits of nature, water supply services. *In*: Natural Recourses Forum. 29:98-108.

Ruvalcaba-Saucedo, F. B. 2015. Calidad agronómica de las aguas residuales que riegan el Valle del Mezquital, Estado de Hidalgo., Tesis de Maestría. Colegio de Postgraduados. Montecillo, Texcoco, Edo. de México.

Su, S., R. Xiao, X. Xu, Z. Zhang, X. Mi and J. Wu. 2013. Multi-scale spatial determinants of dissolved oxygen and nutrients in Qiantang River, China. Regional environmental change 13:77-89.

Tu, J. and Z. G. Xia. 2008. Examining spatially varying relationships between land use and water quality using geographically weighted regression I: Model design and evaluation. Science of the total environment 407:358-378.

Vinelli-Ramírez, R. N. 2012. Estudio analítico de nitratos en aguas subterráneas en el distrito San Pedro de Lloc. Tesis de Licenciatura. Pontificia Universidad Católica del Perú. Lima, Perú.

Wan, R., S. Cai, H. Li, G. Yang, Z. Li and X. Nie. 2014. Inferring land use and land cover impact on stream water quality using a Bayesian hierarchical modeling approach in the Xitiaoxi River Watershed, China. Journal of environmental management 133:1-11.

Yang, X., Q. Liu, X. Luo and Z. Zheng. 2017. Spatial regression and prediction of water quality in a watershed with complex pollution sources. Scientific reports 7:1-11.

# 1.12. Contribución de la respiración de suelo a la respiración del ecosistema en un sitio de sucesión temprana del bosque tropical seco

**Vargas-Terminel Martha L.**[1]; Rojas-Robles Nidia E. [1]; Sandoval-Aguilar Maritza[1]; Fong-López Liza[1]; Rivera-Díaz Miguel A.[1]; Garatuza-Payán Jaime[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

La dinámica funcional del bosque tropical seco (BTS) se encuentra regulada por las variaciones de humedad y disturbios causados por la presencia de las actividades humanas, los cuales controlan la productividad neta del ecosistema. La respiración de suelo ($R_s$) es el principal componente de la Respiración del Ecosistema ($R_{eco}$) total, sin embargo, el entender la importancia relativa de estos dos componentes en el balance del C global son poco entendidas debido a las discrepancias que existen en las estimaciones de $R_s$ con respecto a $R_{eco}$. Este estudio presenta la variabilidad de $R_s$ y $R_{eco}$ determinando su contribución en un sitio dominado por *Acacia cochliacantha* que presenta un estado de sucesión temprana del BTS en el Noroeste de México. Se observó que $R_s$ y $R_{eco}$ presentan patrones similares durante el periodo de estudio, adicionalmente, se identificó que en meses secos existe una ligera sobreestimación $R_s$ (i.e. $R_s > R_{eco}$), en contraste con los meses húmedos en donde $R_s < R_{eco}$. Notablemente, en cada uno de los dos años estudiados la $R_s$ represento el 66% de $R_{eco}$.

**Palabras clave:** *biogeociencias*; *cámaras estáticas*; *covarianza de vórtices*; *productividad neta del ecosistema*; *respiración de suelo.*

## Abstract

Functional dynamics in tropical dry forest (TDF) are regulated by changes in moisture and disturbances that can be caused by the presence of human activities, which control net ecosystem productivity. Soil respiration ($R_s$) is the main component from the total Ecosystem Respiration ($R_{eco}$), however, understanding the relative importance of these two components in global C balance is poorly understood due to the discrepancies that exist with estimates of $R_s$ and that represent $R_{eco}$. In this study we present the $R_s$ and $R_{eco}$ variability to determinate its contribution in a site dominated by *Acacia cochliacantha* that presents an early succession from TDF in Northwest México. We observed that $R_s$ and $R_{eco}$ have similar patterns over the study period, additionally, we identified that in dry months there is a slight overestimation with $R_s$ (i.e. $R_s > R_{eco}$), in contrast with wet months where $R_s < R_{eco}$. Notably, during the two years study period $R_s$ represented 66% of $R_{eco}$.

**Key words:** *biogeosciences*; *eddy covariance*; *net ecosystem productivity*; *soil respiration*; *static chambers.*

## Introducción

Los ecosistemas estacionales secos cubren alrededor del 40% de la superficie terrestre (Shaw *et al*., 2005). Estos ecosistemas tienen una contribución importante en el ciclo global del carbono (C) representando hasta el 30% de la productividad primaria neta, almacenando alrededor del 15% del

contenido de C orgánico en el suelo y controlan la concentración de $CO_2$ en la atmósfera global (Ahlström *et al.*, 2015; Poulter *et al.*, 2014; Schlesinger y Bernhardt, 2013).

El bosque tropical seco (BTS) es un ecosistema estacional seco con una gran cobertura espacial en América y que alcanza su límite septentrional en el estado de Sonora, México (Martínez-Yrízar *et al.*, 2010). El BTS es un ecosistema con tasas de productividad y almacenamiento de C altas (Jaramillo *et al.*, 2003; Murphy y Lugo, 1986), cuya dinámica funcional y de reciclaje de elementos está fuertemente controlada por la disponibilidad de agua y la capacidad de la vegetación de utilizar este recurso (Jaramillo *et al.*, 2010). 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 la productividad Neta del Ecosistema.

En los sitios de BTS que son abandonados de prácticas de manejo a suelo deforestado pasan inicialmente a un estado de sucesión ecológica temprana, en el cual existe un rebrote a partir de raíces o tallos seguido de un reclutamiento de semillas de especies pioneras (i.e. leguminosas) de rápido crecimiento y que llegan a ser dominantes (Álvarez-Yépiz *et al.*, 2008). Debido a este crecimiento tan acelerado esperaríamos ver una gran actividad metabólica que se vería reflejada en los flujos de C en el ecosistema y una eventual acumulación de C en el sistema.

El balance del C en ecosistemas terrestres sucede 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 (Reco), siendo realizada por la presencia de los organismos autótrofos (Ra) y heterótrofos (Rh). $R_{eco}$ es considerado un componente que influye fuertemente en la dinámica y variabilidad del balance del C y por ende la Productividad Neta del Ecosistema (PNE), particularmente, en los ecosistemas estacionales (Verduzco *et al.*, 2015).

La respiración de 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; León *et al.*, 2014). A la fecha, no obstante, los procesos que controlan Reco y $R_s$ aún son difíciles de explicar ya que existen discrepancias en torno a la contribución de $R_s$ con respecto a $R_{eco}$ (Barba *et al.*, 2018; Phillips *et al.*, 2017). Debido a que la $R_{eco}$ incluye la respiración autótrofa en su totalidad (incluidos el dosel y los tallos) y por lo tanto se esperaría que $R_s$ sea menor $R_{eco}$, sin embargo, en varios casos no sucede así. Bajo esta perspectiva, con la finalidad de conocer las contribuciones y comportamiento de $R_s$ hacia $R_{eco}$ durante la temporada húmeda y seca, en el presente estudio se integran mediciones mensuales de $R_s$ y $R_{eco}$ en un parche de sucesión ecológica temprana de BTS dominado por *Acacia cochliacantha* en el Noroeste de México.

## Materiales y Métodos

### *Sitio de estudio*

El estudio se realizó en un sitio de BTS desmontado y abandonado con una recuperación de 10 años y dominado por la cobertura de *A. cochliacantha* (Nevescanin-Moreno *et al.*, 2017) dentro del "Rancho El Guayabo" perteneciente a la reserva Monte Mojino, el cual es manejado por Naturaleza y Cultura A.C. y que está dentro del Área de Protección de Flora y Fauna Sierra de Álamos y Río Cuchujaqui en el Noroeste de México. La zona se caracteriza por poseer un clima semiárido cálido BS1(h')hw(e) (García, 1988) con una temperatura y precipitación media anual de 24 ºC y 712 mm, respectivamente. Además, posee 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.*, 2008).

El sitio de estudio forma 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, rasgos funcionales y estructurales de suelos y plantas desde 2013.

*Mediciones de intercambio de $CO_2$ entre el ecosistema y la atmósfera*

Los flujos de $CO_2$ fueron medidos de manera continua con la técnica de covarianza de vórtices (EC) (Baldocchi, 2003) durante el periodo 2016-2017. El sistema de EC fue ubicado a una altura sobre el suelo de 5.80 y consistió en un anemómetro de tres dimensiones (Windmaster Anemometer, Gill Instruments, Lymington, Reino Unido) y un analizador de gases en infrarrojo (LI-7500A, LI-COR Biosciences, Lincoln, Nebraska, E.U.A.) con una frecuencia de registro de 10 Hz. Adicionalmente, mediciones de variables meteorológicas fueron realizadas en paralelo que incluyen precipitación, velocidad y dirección del viento temperatura del aire y humedad relativa, radiación neta y radiación fotosintéticamente activa.

Los datos derivados del sistema de EC fueron registrados a una frecuencia de 10 Hz y calculados a intervalos de tiempo de 30 min, mientras que, los registros de variables meteorológicas fueron guardados una consola de almacenamiento de datos (CR1000, Campbell Scientific, Logan, Utah, E.U.A) y promediados a intervalos de tiempo de 30 min, excepto por precipitación que fue obtenida a partir de las sumas de cada media hora.

Las correcciones y controles de calidad de los datos de EC fueron realizados a través de un filtrado del coeficiente de velocidad de fricción (u*) de 0.18 m $s^{-1}$ para los periodos de bajas turbulencias, adicionalmente, fueron analizadas aquellas mediciones que no cumplieran con la condición de >±3 desviaciones estándar durante el periodo de estudio, los datos que no cumplieron estos criterios fueron descartados (Rojas-Robles *et al*., 2018). Los datos faltantes fueron rellenados y el intercambio neto de $CO_2$ del ecosistema (NEE) fue separado en sus componentes de PPB y Reco mediante la herramienta en línea del Instituto Max Planck (https://www.bgc-jena.mpg.de/bgi/index.php/Services/REddyProcWeb) basado en los procedimientos descritos por Reichstein *et al*., (2005). Los cálculos de las zonas de contribución de los flujos se llevaron a cabo con el software Tovi® (LI-COR Biosciences, Lincoln, Nebraska, E.U.A.) basado en el modelo de Kljun *et al*. (2015).

*Respiración de suelo*

La $R_s$ fue medida a escala mensual durante 2016-2017. El diseño experimental se basó en el propuesto por Sandoval-Aguilar *et al.*, 2016 consistiendo en un arreglo que parte de un punto central, en donde, fueron colocados aros de PVC de 10 cm de diámetro sobre la superficie del suelo, distribuidos a lo largo de un transecto de 60 m, con una separación de 20 m entre ellos en dirección a cada uno de los puntos cardinales.

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 30s para la estabilización del sistema. Adicionalmente durante el periodo de mediciones, se tomaron lecturas de temperatura del suelo con un termómetro de termopar (Barnant Co., Barrington, IL, E.U.A.) y humedad de suelo (Theta Probe ML2x, Delta Services Cambridge, Reino Unido). Seguido de un procesamiento de los datos por medio del software SoilFluxPro® (LI-COR Biosciences, Lincoln, Nebraska, E.U.A.).

## Resultados y Discusión

La Figura 1 muestra las tendencias estacionales del balance del C y sus componentes (NEE, PPB y Reco) durante el periodo de estudio, en donde, se observa una reducida actividad por parte del ecosistema en los meses que no existe un entrada de precipitación, después para transición hacia un temporada cuando llegan las primeras lluvias y surgen las primeras respuestas de actividad biológica por parte de la vegetación y el suelo y finalmente llegar a la temporada en que los eventos de precipitación se incrementan logrando que ocurran periodos dominantes de asimilación de C en el ecosistema (PPB), la cual fluctúo entre -1.18 µmol $CO_2$ $m^{-2}$ $s^{-1}$ al inicio de la temporada húmeda hasta llegar a los -14.62 µmol $CO_2$ $m^{-2}$ $s^{-1}$ en su temporada intermedia de precipitación.

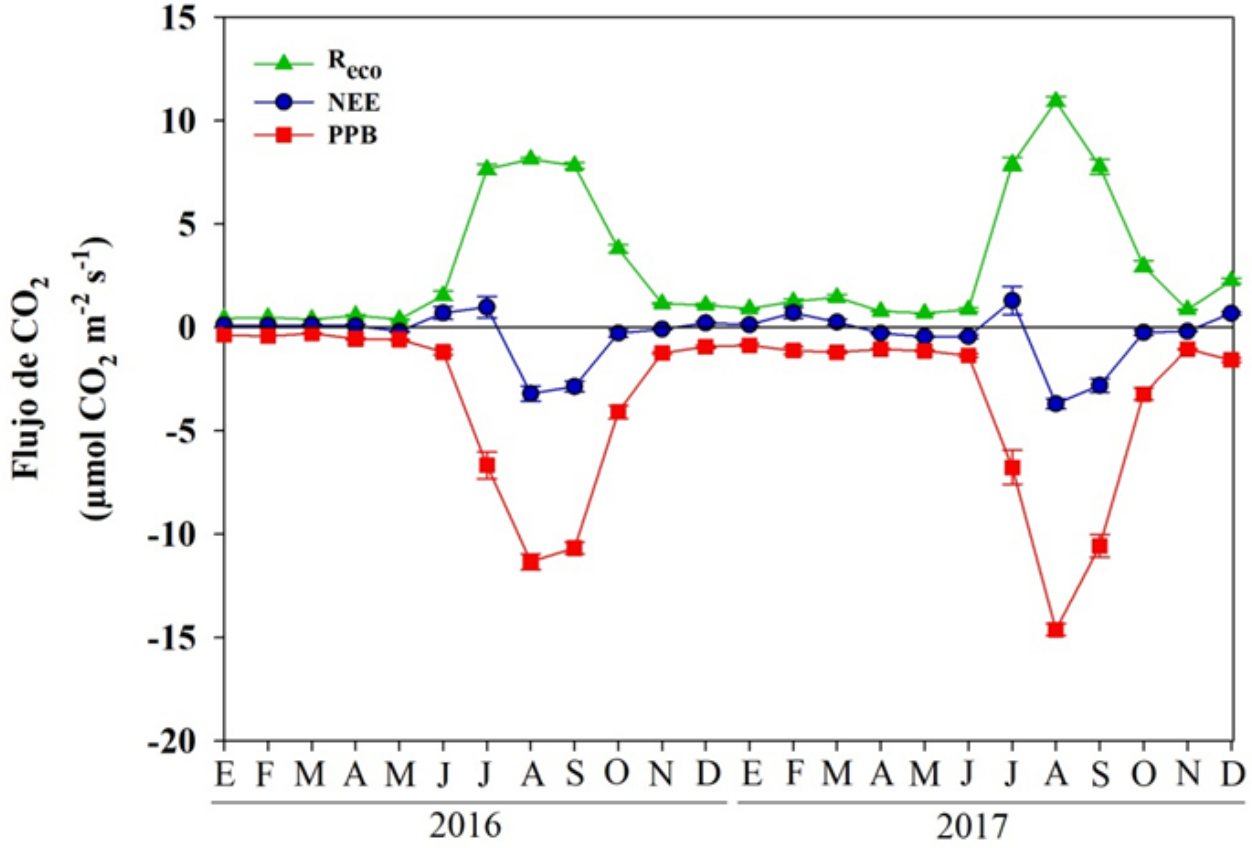



**Figura 1. Promedios mensuales de flujos de $CO_2$ en un sitio dominado por *A. cochliacantha* representando la sucesión ecológica temprana de un bosque tropical seco del Noroeste de México durante el periodo 2016-2017.**

De acuerdo a la Figura 2, estos flujos tienen un área de contribución espacial (*footprint*) de cerca de 60m alrededor de la torre siendo un área homogénea que representa el estado de sucesión temprana del BTS dominado por *A. cochliacantha*. De acuerdo al análisis de la contribución de flujos, alrededor 60% de los flujos provienen de la región entre 0 y 30 m de la torre, (zonas coloreadas).

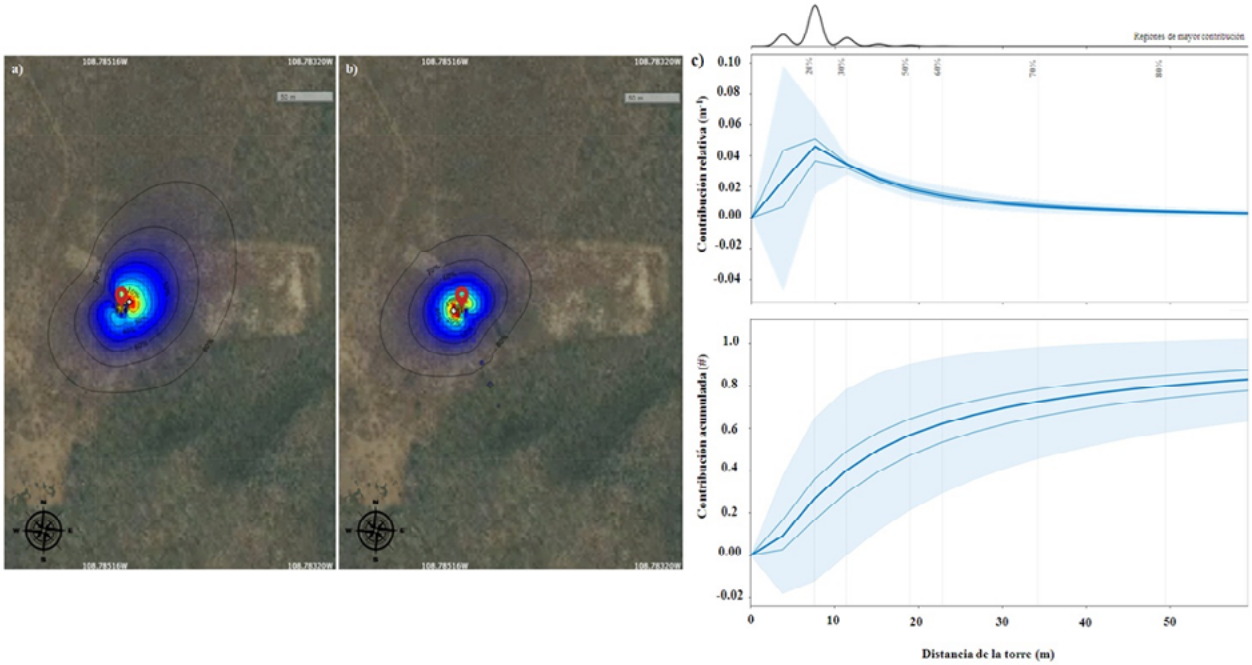



**Figura 2. Área de contribución (*footprint*) de flujos de C medidos con la técnica de correlación de vórtices a 1.5 m por arriba del dosel de *A. cochliacantha.***

Las isolíneas representan el porcentaje de contribución de los flujos provenientes de las regiones indicadas. A) Condiciones estables b) Condiciones inestables c) Integraciones de vientos cruzados (CWI) equivalentes a la contribución relativa (arriba) y la contribución acumulada de flujos (abajo) en las distancias indicadas.

Por otra parte, en términos de balance de C (Cuadro 1) en las tendencias del comportamiento de PPB y NEE para los dos años de estudio se observa que durante 2016 el balance total de NEE con respecto a 2017 es menor, siendo un total de -145 g C $m^{-2}$ y -161 g C $m^{-2}$, respectivamente, mientras que esta tendencia observa de igual forma en PPB siendo una ganancia total de -1191 g C $m^{-2}$ durante 2016 y -1416 g C $m^{-2}$ en 2017. Adicionalmente, el bosque tropical seco en sucesión temprana mostró niveles de productividad similares a los que presentan los ecosistemas estacionales secos similares durante todo el año (Pérez-Ruíz *et al.*, 2010; Verduzco *et al.*, 2015).

El comportamiento de $R_{eco}$ y $R_s$ presentan patrones similares durante el periodo de estudio (Figura 3), destacando una reducida actividad en los meses de la temporada seca con tasas de emisión entre 2.26 µmol $CO_2$ $m^{-2}$ $s^{-1}$ y 0.38 µmol $CO_2$ $m^{-2}$ $s^{-1}$, mientras que $R_s$ osciló entre los 1.84 µmol $CO_2$ $m^{-2}$ $s^{-1}$ y 0.29 µmol $CO_2$ $m^{-2}$ $s^{-1}$. Mientras que, en la temporada húmeda $R_{eco}$ se mantuvo entre los 0.86 µmol $CO_2$ $m^{-2}$ $s^{-1}$ y 10.92 µmol $CO_2$ $m^{-2}$ $s^{-1}$, por su parte, $R_s$ mostró rangos entre los 0.82 µmol $CO_2$ $m^{-2}$ $s^{-1}$ y los 5.45 µmol $CO_2$ $m^{-2}$ $s^{-1}$; tanto $R_{eco}$ con $R_s$ mantuvieron sostenidos sus valores máximos de emisión durante esta temporada.

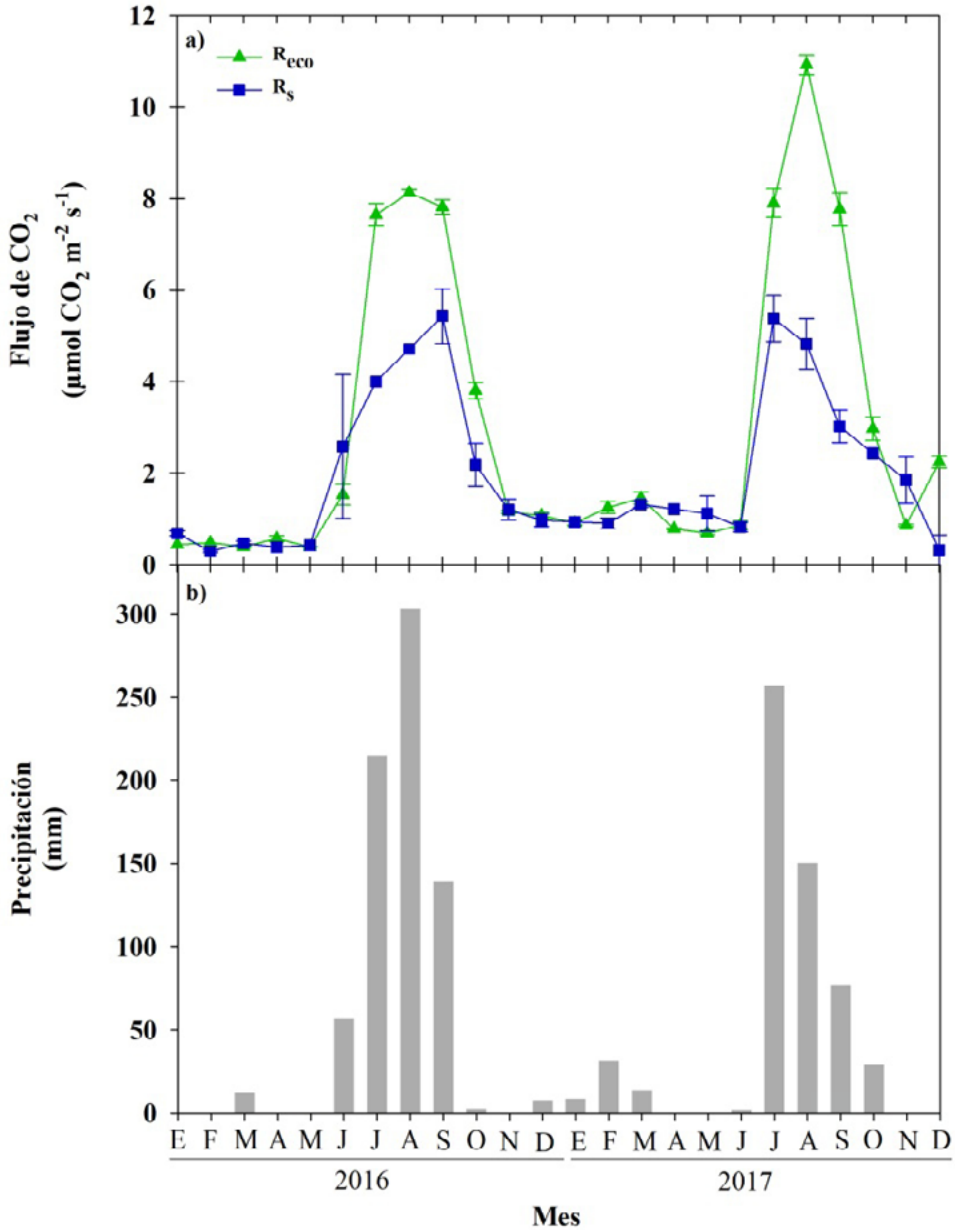



**Figura 3. a) Promedios mensuales de la Respiración del Ecosistema ($R_{eco}$) y la Respiración del Suelo ($R_s$) y b) precipitación mensual en un sitio dominado por *A. cochliacantha* representando la sucesión ecológica temprana de un bosque tropical seco del Noroeste de México durante el periodo 2016-2017.**

A pesar de la incertidumbre y limitaciones que poseen los modelos de partición de flujos de C basados en temperatura con la técnica de EC, los errores derivados de las mediciones de $R_s$ por medio de las cámaras estáticas (Barba *et al.*, 2018) y tomando en cuenta que nuestro sitio de estudio se caracteriza más por tener una mayor dependencia a la disponibilidad de humedad y no a la temperatura (González-del Castillo *et al.*, 2018), los flujos de $R_s$ se mantuvieron por debajo de la $R_{eco}$ en los periodos más activos (húmedos) en ambos años.

En este caso creemos por lo tanto que la proporción que la $R_s/R_{eco}$ para este sitio es la correcta ya que la representación espacial de las mediciones de $R_s$ y $R_{eco}$, son congruentes ya que el área de contribución de los flujos es la misma que abarca la distribución de las mediciones de respiración.

Sin embargo, algunas limitantes en nuestro estudio, incluyen el porcentaje de datos de EC que no cumplen con los umbrales de filtrado de la velocidad de fricción debido a los periodos de baja turbulencia,

condiciones ambientales (filtrado de datos por lluvias) o fallas por energía, en particular durante periodos nocturnos (Phillips *et al.*, 2017; Speckman *et al.*, 2015). Por otro lado, la representatividad en las escalas temporales consideradas para las mediciones de $R_s$, las cuales son realizadas de manera instantánea en una ventana de tiempo diurna, adicionalmente, el escalamiento de las mediciones de EC y la integración de las magnitudes estos dos componentes hacia un periodo mensual.

De acuerdo a lo observado entre $R_{eco}$ y $R_s$ se identificó que en algunos periodos $R_s$ puede llegar a ser un tercio más grandes que $R_{eco}$ durante la temporada seca, mientras que, $R_{eco}$ en temporada húmeda mantiene sus magnitudes mayores con respecto a $R_s$. Finalmente, en lo correspondiente a $R_{eco}$ y $R_s$ se observó que la contribución de $R_s$ con respecto al el flujo total de $R_{eco}$ es alrededor del 66% en una escala anual (Cuadro 1). Con estas proporciones podemos asumir que una tercera parte del C que se emite a la atmósfera durante la sucesión temprana del BTS corresponde a la respiración del dosel y los tallos. Finalmente, el hecho de que $R_s$ se mantiene por debajo de $R_{eco}$ durante los periodos más activos del año, sugiere que el arreglo temporal y espacial de mediciones de $R_s$ es adecuado en este sistema y a su vez que la estrategia de partición de flujos para el cálculo de $R_{eco}$ es robusta, siendo que solamente el 20% de las magnitudes de $R_s$ fueron mayores que las de $R_{eco}$ durante nuestro periodo de estudio.

**Cuadro 1. Balance del intercambio neto del ecosistema (NEE), productividad primaria bruta (PPB) y respiración del ecosistema ($R_{eco}$) y respiración del suelo ($R_s$) en g C $m^{-2}$ y cociente de $R_s/R_{eco}$(—)un sitio dominado por *A. cochliacantha* representando la sucesión ecológica temprana de un bosque tropical seco del Noroeste de México durante el periodo 2016-2017.**

| Año | NEE | PPB | $R_{eco}$ | $R_s$ | $R_s/R_{eco}$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 2016 | -145 | -1191 | 1031 | 681 | 0.66 |
| 2017 | -161 | -1416 | 1228 | 807 | 0.66 |

## Conclusiones

La estimación de las sumas anuales $R_s$ llega a representar hasta el 66% de la $R_{eco}$ total en un sitio que presenta una sucesión ecológica temprana. Los patrones de $R_s$ con respecto a $R_{eco}$ fueron muy similares durante el periodo de estudio, sin embargo, en los meses correspondientes a la temporada seca se detectaron sobreestimaciones de $R_s$ en proporción a $R_{eco}$, mientras que, en los meses correspondientes a la temporada de lluvias es cuando las magnitudes de $R_s$ son menores con respecto a $R_{eco}$, manteniendo su respuesta y variabilidad hacia los pulsos de precipitación. No obstante, no debe descartarse el hecho de las discrepancias en que $R_{eco}$ sea menor hasta 20% en magnitud con algunos periodos de medición en comparación con $R_s$ existan inconsistencias con los métodos para estimar estos dos componentes.

## Literatura citada

Ahlström, A., M. R. Raupach, G. Schurgers, B. Smith, A. Arneth, M. Jung, M. Reichstein, J. G. Canadell, P. Friedlingstein, A. K. Jain, E. Kato, B. Poulter, S. Sitch, B. D. Stocker, N. Viovy, Y. P. Wang, A. Wiltshire, S. Zaehle and N. Zeng. 2015. The dominant role of semi-arid ecosystems in the trend and variability of the land $CO_2$ sink. Science 348:895-899.

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.

Barba, J., A. Cueva, M. Bahn, G. A. Barron-Gafford, B. Bond-Lamberty, P. Hanson, A. Jaimes, L. Kulmala, J. Pumpanen, R. L. Scott, G. Wohlfahrt and R. Vargas. 2018. Comparing ecosystem and soil respiration: Review and key challenges of tower-based and soil measurements. Agricultural and Forest Meteorology 249:434-443.

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.

Jaramillo, V. J., F. García-Oliva y A. Martínez-Yrízar. 2010. La selva seca y las perturbaciones antrópicas en un contexto funcional. pp. 325-250. En: Ceballos, G., L. Martínez, A. García, E. Espinoza, J. B. Creel y R. Dirzo. Diversidad, amenazas y áreas prioritarias

para la conservación de las Selvas Secas del Pacífico de México. 1ra Ed. Fondo de Cultura Económica, CONABIO, CONANP y WWF-México.

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.

Kljun, N., P. Calanca, M. W. Rotach and H. P. Schmid. 2015. A simple two-dimensional parameterisation for Flux Footprint Prediction (FFP). Geoscientific Model Development 8:3695-3713.

León, E., R. Vargas, S. Bullock, E. Lopez, A. R. Panosso and N. La Scala. 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.

Martínez-Yrízar, A., R. S. Felger y A. Búrquez. 2010. Los ecosistemas terrestres: un diverso capital natural. pp. 129-156. En: Molina-Freaner, F. E. y T. R. Van Devender (eds.). Diversidad biológica de Sonora. UNAM. México, D. F.

Murphy, P. G. and A. E. Lugo. 1986. Ecology of tropical dry forest. Annual review of ecology and systematics 17:67-88.

Nevescanin-Moreno, L., E. A. Yépez, K. Johnson, J. Garatuza-Payan y R. Vargas. 2017. Carbon stocks in two successional stages of a dry tropical forest for the establishment of an intensive carbon monitoring site in Northwestern Mexico. NACP Principal Investigators and AmeriFlux Principal Investigators Meeting. North Bethesda, MD.

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.

Phillips, C. L., B. Bond-Lamberty, A. R. Desai, M. Lavoie, D. Risk, J. Tang, K. Todd-Brown and R. Vargas. 2017. The value of soil respiration measurements for interpreting and modeling terrestrial carbon cycling. Plant and Soil 413:1-25.

Poulter, B., D. Frank, P. Ciais, R. B. Myneni, N. Andela, J. Bi, G. Broquet, J. G. Canadell, F. Chevallier, Y. Y. Liu, S. W. Running, S. Sitch and G. R. van der Werf. 2014. Contribution of semi-arid ecosystems to interannual variability of the global carbon cycle. Nature 509:600-603.

Reichstein, M., E. Falge, D. Baldocchi, D. Papale, M. Aubinet, P. Berbigier, C. Bernhofer, N. Buchmann, T. Gilmanov, A. Granier, T. Grünwald, K. Havránková, H. Ilvesniemi, D. Janous, A. Knohl, T. Laurila, A. Lohila, D. Loustau, G. Matteucci, T. Meyers, F. Miglietta, J.-M. Ourcival, J. Pumpanen, S. Rambal, E. Rotenberg, M. Sanz, J. Tenhunen, G. Seufert, F. Vaccari, T. Vesala, D. Yakir and R. Valentini. 2005. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. Global Change Biology 11:1424-1439.

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

Rojas-Robles, N. E., E. A. Yépez, J. Garatuza-Payán y M. A. Rivera-Díaz. 2018. Productividad neta del ecosistema, sus componentes y evapotranspiración en un bosque tropical seco maduro en el Noroeste de México. pp. 61-68. En: Paz, F., A. Velázquez- y M. Rojo (eds.). 2018. Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2018. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono eTecnológico de Sonora. Texcoco, Estado de México, México. 686 p.

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. 732 p.

Schlesinger, W. and E. Bernhardt. 2013. Biogeochemistry: An Analysis of Global Change. Third Edition. 3rd. Edition. Academic Press. Kidlington, Oxford. 672 p.

Shaw, M. R., T. E. Huxman and C. P. Lund. 2005. Modern and future semi-arid and arid ecosystems. pp. 415-440. *In*: Ehleringer, J. R., Dearing, M. D. and T. E. Cerling (eds.). A History of Atmospheric $CO_2$ and Its Effects on Plants, Animals, and Ecosystems. Springer New York.

Speckman, H. N., J. M. Frank, J. B. Bradford, B. L. Miles, W. J. Massman, W. J. Parton and M. G. Ryan. 2015. Forest ecosystem respiration estimated from eddy covariance and chamber measurements under high turbulence and substantial tree mortality from bark beetles. Global Change Biology 21:708-721.

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.

# 1.13. Componentes de la producción de hojarasca en un gradiente sucesional de un Bosque Tropical Seco del Noroeste de México

**Velez-Ruiz Ana M.**[1] y Yépez Enrico A.[1,2*]

[1]Departamento de Ciencias del Agua y Medio Ambiente, Instituto Tecnológico de Sonora. 5 de febrero 818 Sur, Centro, CP 85000, Ciudad Obregón, Sonora.
[2]Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM), Sede Regional Sur de Sonora, 5 de febrero 818 Sur, Centro, CP 85000, Ciudad Obregón, Sonora
*Autor para correspondencia: enrico.yepez@itson.edu.mx

## Resumen

El objetivo del presente trabajo fue conocer la composición de la hojarasca en gradiente sucesional del bosque tropical seco, separando en hojas, ramas, semillas, frutos, flores y corteza. Para esto se seleccionaron tres sitios de estudio: i) un bosque maduro (BM), ii) un bosque secundario (BS, transformado y en regeneración desde alrededor de 35 años) y iii) bosque de sucesión temprana (BT, ~9 años). En estos sitios se recolectó la producción mensual de hojarasca durante el período de junio 2018 a febrero de 2019. La mayor producción de hojarasca ocurrió en noviembre de 2018. El bosque maduro produjo una mayor cantidad de hojarasca (1.90 $Mg \cdot ha^{-1}$) seguido del bosque en sucesión temprana y (1.87 $Mg \cdot ha^{-1}$) y por último el bosque de sucesión secundaria (1.38 $Mg \cdot ha^{-1}$). Se encontró una diferencia estadísticamente significativa en la producción de hojarasca de los sitios de sucesión secundaria temprana y madura, mientras que de los componentes de la producción se encontraron diferencias significativas en la proporción de hojas entre el BS y BM, las hojas constituyeron la proporción más importante de los componentes individuales de la hojarasca. Por otra parte, se encontraron diferencias entre los sitios BS y BT en ramas, frutos y corteza; mientras que la producción de semillas se mantuvo homogénea entre los tres sitios.

**Palabras clave:** *biogeosciencias*; *ecosistemas estacionales secos*; *Álamos*; *Sonora.*

## Abstract

The objective of the present study was to investigate the composition of litterfall at a successional gradient of the tropical deciduous forest, separating leaves, branches, seeds, fruits, flowers and bark. For this, three study sites were selected: i) a mature forest, ii) a secondary forest (transformed and in regeneration since around 35 years) and iii) early succession forest patch (~ 9 years). In these sites, the monthly litterfall production was collected during the period from June 2018 to February 2019. The highest litter production was observed in November 2018. The mature forest produced the greatest amount of litterfall (1.90 $Mg \cdot ha^{-1}$) followed by the early succession site (1.87 $Mg \cdot ha^{-1}$) and lastly by the secondary succession site. A statistically significant difference was found in the production of litterfall at early and mature sites, while differences in leaves were found between the secondary forest and the mature site. Differences in branches, fruits and bark, were found between the secondary and the early succession sites, while seed production remained homogeneous among the three sites.

**Key words:** *biogeosciences*; *seasonally dry ecosystems*; *Alamos*; *Sonora.*

## Introducción

A nivel mundial, el bosque tropical seco abarca 42% de toda la cobertura vegetal tropical (Murphy y Lugo, 1995). En México, un 64% de los bosques tropicales son caducifolios (Masera *et al*., 2001) y, en general, el BTS tiene un elevado nivel de endemismo: 60% de las especies que lo constituyen sólo se encuentran en el país (Rzedowski y Reyna-Trujillo, 1990; Trejo, 1998).

El bosque tropical seco (BTS) tiene un rol importante en el ciclo del carbono, ya que secuestra grandes cantidades de $CO_2$, convirtiéndolo en uno de los principales almacenes de carbono, tanto en biomasa como en suelo (Balvanera, 2012). La capacidad de secuestro de carbono de estos ecosistemas varia, sin embargo, dependiendo del estado sucesional en el que se encuentre.

La producción de hojarasca es la sumatoria del detrito vegetal que se aporta al suelo durante un período especifico de tiempo (meses o años), expresado en $g \cdot m^{-2}$ o Mg $ha^{-1}$. Esta representa una entrada de C al ecosistema, además es un proceso fundamental en el ciclo de nutrientes, y uno de los principales componentes de la producción primaria neta anual; ya que representa entre el 10 y 30% de la PPN total del ecosistema (Chapin *et al.*, 2002). La producción está regulada por factores ambientales y biológicos tales como biodiversidad, estacionalidad, precipitación, humedad y tipo de suelo; por lo tanto, es posible que su magnitud y composición varíe a través de diferentes estados de sucesión en un ecosistema.

Se estima que aproximadamente el 80% de los bioelementos que ingresan al suelo en bosques tropicales se derivan de la hojarasca (León-Rico, 2003). Sin embargo, la disponibilidad depende de la composición de la hojarasca. La cuantificación de la producción de hojarasca permite comprender la cantidad de carbono que pasa de la biomasa aérea a la subterránea, los cuales se incorporan al carbono orgánico del suelo (Couteaux *et al.* 1995, Facelli y Pickett 1991, Martín *et al*. 1996).

Comprender los procesos de producción y descomposición de hojarasca en el BTS nos da la oportunidad de conocer una parte del ciclo de carbono. Por ello, el objetivo del presente estudio fue estudiar la variación de un flujo de C en el bosque tropical seco debido a los cambios sucesionales, mediante la cuantificación de los componentes de la producción de hojarasca.

## Materiales y Métodos

### *Sitios de estudio*

El presente estudio se realizó en un bosque tropical seco localizado en la Reserva Monte Mojino (ReMM), dentro del Área de Protección de Flora y Fauna Sierra de Álamos-Río Cuchujaqui (APFF-SARC) ubicada en el estado de Sonora. Se muestrearon tres sitios de diferente sucesión ecológica: i) un bosque secundario, ii) un bosque maduro, que ha mantenido una composición de especies representativas de un BTS en conservación: *Lysiloma divaricatum*, *Croton lindquistii*, *Pachycereus pecten aborigium* y *Acacia cochliacantha* y iii) un bosque de sucesión temprana dominada por *Acacia cochliacantha.* La precipitación oscila entre los 600 – 700 mm anuales y las temperaturas medias fluctúan entre los 18 y 24 °C.

### *Diseño experimental*

La hojarasca fue colectada en base a la metodología de Anaya *et al*. (2012). Se utilizaron 60 trampas de hojarasca que consistieron en aros de 0.5 m de diámetro suspendido a 75 cm del suelo y una bolsa de malla sintética. Se llevaron a cabo colectas quincenales y en el período de octubre 2018 a febrero del 2019, las colectas se integración al mes correspondiente y se distribuyeron 20 trampas en cada uno de los 3 sitios.

Las muestras de hojarasca fueron llevadas a laboratorio para la separación de componentes (hojas, ramas, frutos, flores y corteza); posteriormente fueron introducidas en un horno durante 48 horas a 65 °C. Para calcular la cantidad de hojarasca por unidad de área, el peso de la hojarasca de cada muestra se dividió entre el área de la trampa (0.19 $m^2$), expresando los valores en megagramos de hojarasca por ha por mes ($Mg \cdot ha^{-1} mes^{-1}$).

Los resultados fueron analizados con el software de análisis de datos estadísticos y gráficos Statgraphics, versión Centurion 16.103, en el cuál se realizó la prueba de ANOVA multifactorial en donde el estado sucesional y el mes de evaluación fueron los dos factores fijos. Al detectar diferencias significativas entre los factores se aplicó la prueba de comparación de medias con el método de Bonferroni.

## Resultados y Discusión

### *Producción de hojarasca*

Los promedios mensuales de producción de hojarasca para el período de octubre 2018 – febrero 2019 se presentan en la Figura 1. Se observa que en noviembre ocurre un aumento en la producción de hojarasca en los sitios maduro y de sucesión temprana; con un promedio de 0.67 ± 0.09 $Mg \cdot ha^{-1} mes\text{-}^{1}$ y 0.72 ± 0.08 $Mg \cdot ha^{-1} mes\text{-}^{1}$ respectivamente. La productividad total del período de estudio por sitio fue de 1.38 $Mg \cdot ha^{-1}$en BS, 1.90 $Mg \cdot ha^{-1}$ en BM y 1.87 $Mg \cdot ha^{-1}$ en BT. Se encontró que existen diferencias estadísticamente significativas ($p<0.05$) entre el BT y el BM, lo que indica una variación importante en la productividad del ecosistema en base al grado de sucesión.

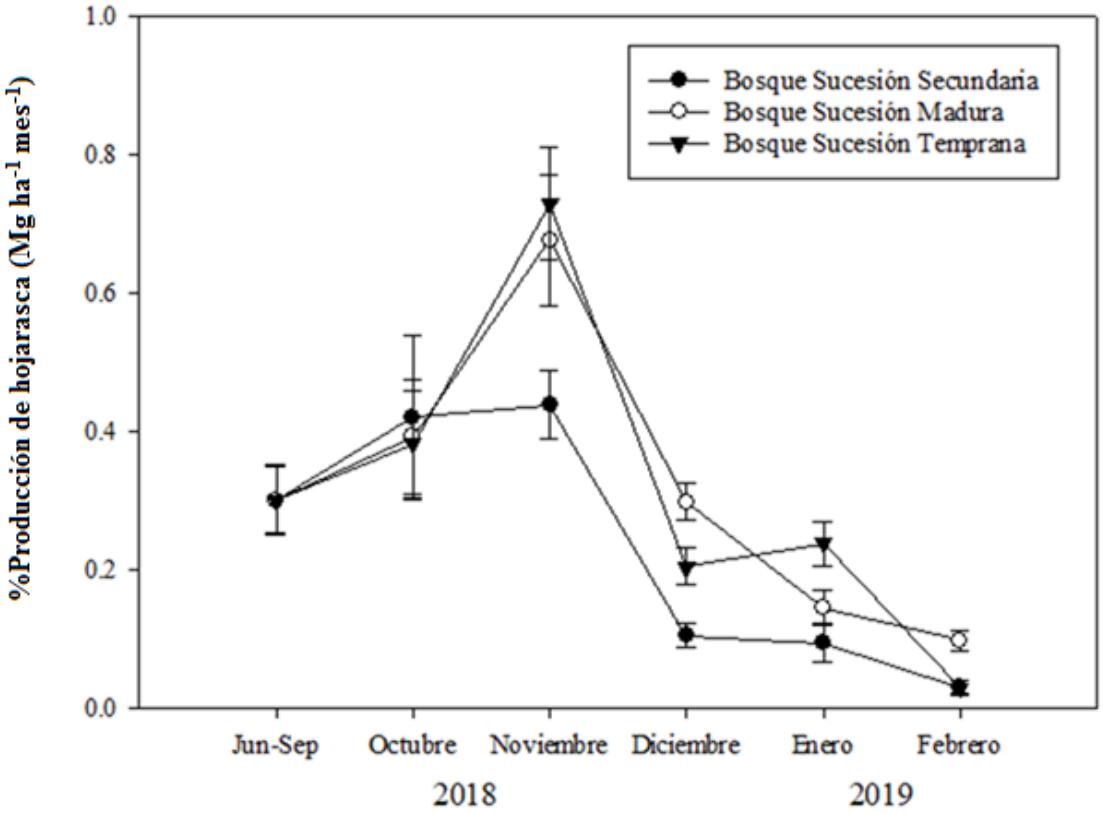



**Figura 1. Producción de hojarasca en tres sitios de BTS con diferentes estados sucesionales.**
Los datos son promedios por sitio y período de recolección, ± error estándar (n = 20).

En la Figura 2 se muestran los porcentajes de los componentes de hojarasca por sitio. Entre los componentes individuales de la hojarasca, las hojas constituyeron la proporción más grande en los tres sitios, con 69% en BS, 66% en BM y 57% en BT del promedio durante el período evaluado. Sin embargo, sólo el BS y BT mostraron diferencias estadísticas entre sí ($p<0.05$), mientras que el BM no mostró diferencias significativas con respecto a los otros.

Dentro del bosque maduro, se registraron promedios de 23.3% en ramas, 5.6% en frutos y 1.95% en corteza, mientras que en el bosque secundario para ramas y frutos se obtuvieron promedios del 21% y 6%, es importante señalar que no ocurrió caída de corteza durante el período evaluado. Por otro lado, en el bosque de sucesión temprana se encontraron porcentajes del 28% para ramas, 7% de frutos y 5.12% en corteza.

Las ramas representaron la segunda proporción más grande dentro de los tres sitios, siendo significativas en las proporciones de cada sitio, a comparación de los demás componentes; seguido de estas se encuentran los frutos, que representaron una cantidad un poco baja dentro de las mediciones. Sin embargo, solamente se encontraron diferencias estadísticamente significativas de estos componentes entre el BT y BS, al igual que en las hojas. La producción de semillas se mantuvo homogénea entre los tres sitios estudiados, es decir, no se encontró alguna diferencia significativa entre estos (1.27% en BS, 1.57% en BM y 0.72% en BT).

Los componentes menos presentes durante el período de colecta fueron flores y corteza, el primero se encontró en los tres sitios con 0.08% en BS, 1.69% en BM y el 0.66% en BT. El segundo componente previamente mencionado se encontró en los sitios maduro y temprano solo durante el mes de noviembre, con promedios del 1.95% y 5.12%, presentando una diferencia significativa entre ambos, como se mencionó anteriormente. Algunos estudios señalan que, en bosques tropicales con compleja estructura y arquitectura del dosel, las ramas permanecen en árboles durante un largo período, cayendo ocasionalmente en el suelo, lo que conlleva a variaciones altas en hojarasca. (Facelli y Pickett, 1991).

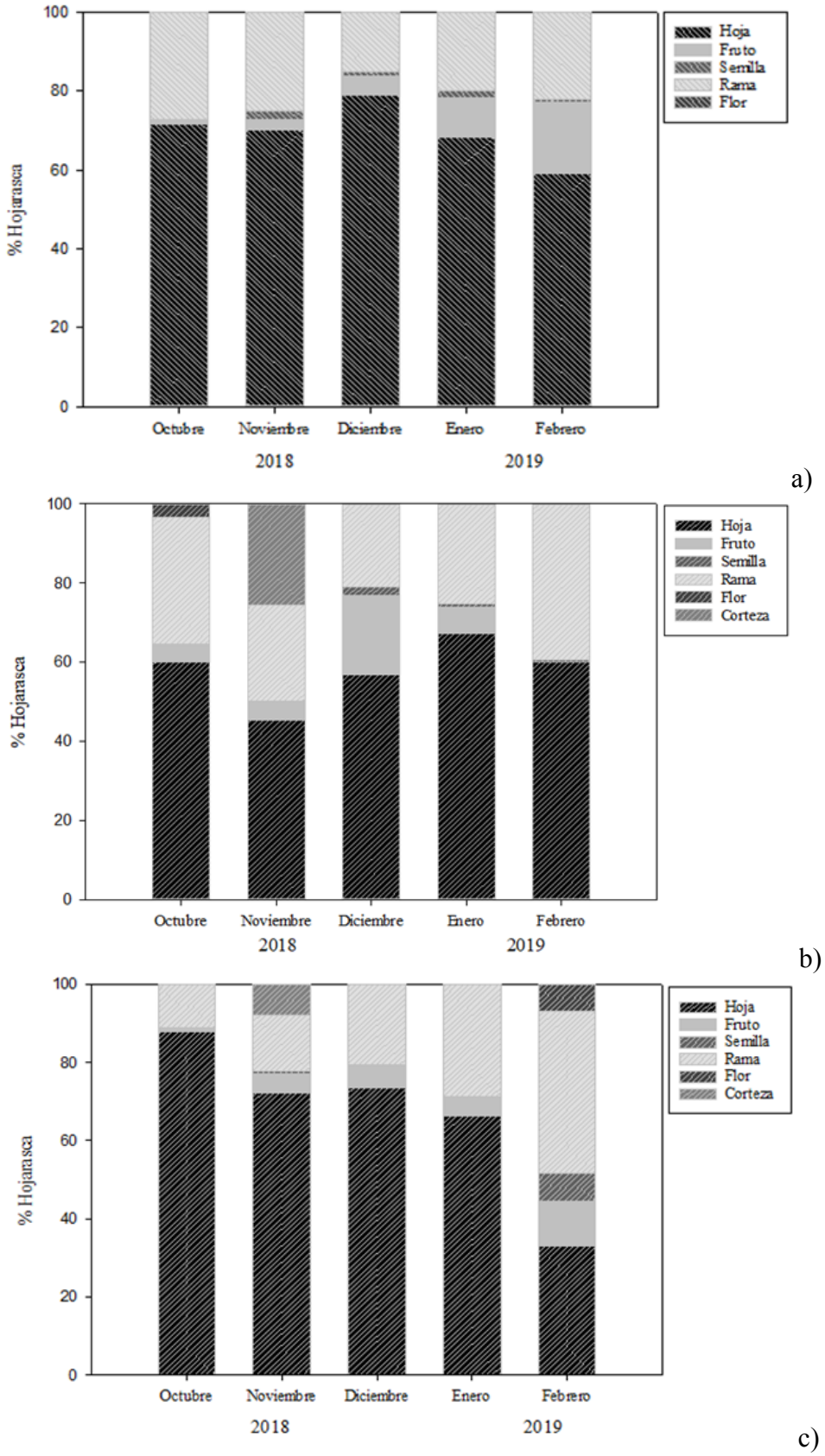



**Figura 2. Representación porcentual de los componentes de la hojarasca registrados en cada sitio del gradiente sucesional en el BTS: a) sitio secundario, b) sitio maduro y c) sitio temprano.**
Los porcentajes son promedios de los componentes individuales presentes en cada mes de colecta entre el periodo 2018-2019.

Anteriormente, se realizó un estudio en el bosque tropical seco dentro del sitio maduro (Nevescanin-Moreno *et al*. 2016) en el que se cuantificó la producción de hojarasca en el período 2013 – 2014, con un resultado de 4.03 Mg $ha^{-1}$, donde se obtuvo un mayor flujo entre diciembre y enero, contrario a lo encontrado en el presente estudio, donde el mayor flujo ocurrió entre el período de octubre – noviembre 2018 con 1.06 ± 0.17 Mg $ha^{-1}$, lo cual sugiere una importante influencia de las lluvias de otoño en la productividad de ecosistema ya que el valor total de la producción en el período de colecta en el sitio fue de 1.90 $Mg \cdot ha^{-1}$ el cual es notablemente menor que en otros años estudiados en el bosque maduro.

Los valores de producción de hojarasca de este BTS en el noroeste de México son muy comparables con los resultados de otros ecosistemas estacionales secos de México. La producción promedio de hojarasca en zonas áridas de México (Briones, *et al*., 2018) es de 2.85 ± 0.64 Mg $ha^{-1}$ $año^{-1}$. Estudios realizados en el Bosque Tropical Seco de Chamela reportan valores de 6.58 ± 0.16 $Mg \cdot ha^{-1} año^{-1}$ en sitios de valle, mayor que en el sitio de la colina 3.95 ± 0.16 $Mg \cdot ha^{-1} año^{-1}$ (Martínez-Yrízar y Sarukhán, 1990), mientras que Anaya *et al*. (2012) reporta valores de producción media anual durante un período de 8 años de 1.61 ± 0.05, 1.61 ± 0.06 y 2.30 ± 0.06 $Mg \cdot ha^{-1} año^{-1}$, en las zonas alta, media y baja del mismo ecosistema estudiado. Así mismo, el estudio reporta un incremento general en la tasa de producción durante la temporada seca (noviembre-diciembre) en los tres sitios, que decrece a partir de diciembre.

Los valores de producción descritos anteriormente pueden ser comparados con los reportados en el BTS durante el período de medición ya que, aunque no se tiene un año completo de observación, si se cuentan con los meses de mayor producción de hojarasca en el ecosistema, siendo representativos de un año completo. En bosques tropicales secos, la producción de hojarasca es un proceso estacional (temporada seca y húmeda), y se ve regulado por los patrones de precipitación ya que los valores máximos de producción de hojarasca suceden al final de la temporada de lluvias.

## Conclusiones

De los tres sitios estudiados en el bosque tropical seco, los de sucesión temprana y madura mostraron claras diferencias en la producción temporal y espacial de hojarasca, siendo un indicio de que estos aportan un mayor flujo de C al ecosistema. Esto puede ser debido a que el BT es dominado por la especie *Acacia cochliacantha*, que es una especie pionera de rápido crecimiento y senescencia mientras que el BM posee una mayor diversidad de especies. Los resultados obtenidos son comparables con el BTS de Chamela, Jalisco. Debido a que durante el 2018 se presentaron las precipitaciones más intensas registradas en los últimos seis años, la variación de producción encontrada entre este estudio y el realizado entre el 2013 – 2014 se puede atribuir a factores climáticos (*i. e.* precipitación y humedad), dado que, la magnitud de las lluvias influye en la revegetación y, por consiguiente, su productividad.

Es importante estudiar este flujo de carbono, así como los controles que lo regulan a través la sucesión ecológica del BTS para tener una mayor comprensión del papel que tiene dentro del ciclo del carbono y las alteraciones en este proceso provocadas por el cambio climático.

## Agradecimientos

Recursos Financieros provienen del proyecto CONACYT CB-2013-241014 y del Programa de Fomento y Apoyo a Proyectos de Investigación (PROFAPI-ITSON). AMVR recibió apoyo de CONACYT (917459) para estudios de posgrado. 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 Rio Cuchujaqui (CONANP).

## Literatura citada


Anaya, C. A., V. J. Jaramillo, A. Martínez-Yrízar and F. García-Oliva. 2012. Large Rainfall Pulses Control Litter Decomposition in a Tropical Dry Forest: Evidence from an 8-Year Study. Ecosystems 15:652-663.

Balvanera, P. 2012. Los servicios ecosistémicos que ofrecen los bosques tropicales. Ecosistemas 21: 136-147.

Briones, O., A. Búrquez, A. Martínez-Yrízar, N. Pavón and Y. Perroni. 2018. Biomasa y productividad en las zonas áridas mexicanas. Madera y Bosques 24:1-19.

Chapin III, F. S., P. A. Matson and H. A. Mooney. 2002. Principles of terrestrial ecosystem ecology. Springer-Verlag New York, Inc. New York, USA. 436 p.

Couteaux, M. M., P. Bottner and B. Berg. 1995. Litter decomposition, climate and litter quality. Trends in Ecology and Evolution10:63-66.

Facelli, J. M and S. T. A. Pickett.1991. Plant litter: its dynamics andeffects on plant community structure. Bot Rev 57:1-32

Léon-Rico, R. 2003. Efectos de la descomposición, la frugivoria y la remoción de frutos y semillas de especies arbóreas sobre patrones de descomposición in situ en el suelo de la selva jumeda. pp. 89-107. En: Álvarez-Sánchez, J. y E. Naranjo-García (eds.). Ecología del suelo en la selva tropical humeda de México. Instituto de Ecologia A. C., Instituto de Bología y Facultad de Ciencias, UNAM. Xalapa, México.

Martin, A., J. F. Gallardo and I. Santa-Regina. 1996. Aboveground litter production and bioelement potential return in an evergreen oak (*Quercus rotundifolia*) woodland near Salamanca (Spain). Annales des Sciences Forestieres 53:811-818.

Martínez-Yrízar, A. and J. Sarukhán. 1990. Litterfall patterns in tropical deciduous forest in Mexico over five-year period. Journal of Tropical Ecology 6:433-444.

Masera, O., A. D. Cerón and A. Ordoñez. 2001. Forestry mitigation options for Mexico: finding synergies between national sustainable development priorities and global concerns. Mitig Adapt Strat Global Change 6:291-312.

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.

Nevescanin-Moreno, L., E. A.Yépez, D. Villanueva-Hernández, M. A. González-Pelayo, K. Johnson, J. Garatuza-Payán y R. Vargas. 2016. Reservorios de carbono en un bosque tropical seco en el noroeste de México. pp. 479-484. En: Paz-Pellat, F. y R. Torres-Alamilla (eds.). 2016. Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2016. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono e Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Texcoco, Estado de México, México.

Rzedowski, J. y T. Reyna-Trujillo 1990. Divisiones floristicas. Tópicos fitogeograficos (provincias, matorral xerófilo y cactáceas). Sección Naturaleza. IV. 8. 3. Atlas Nacional de México. Vol. II, Escala 1: 8 000 000. Instituto de Geografia, UNAM. México, D. F.

Trejo, R. I. 1998. Distribución y diversidad de selvas bajas de México: relaciones con el clima y el suelo. Tesis de Doctorado. Facultad de Ciencias, UNAM. México.

# 1.14. Sincrotrón: una poderosa herramienta tecnológica capaz de solucionar los problemas relacionados al Carbono en México

**Flores-Hernández Ma. de la Luz**[2*]; Fonseca-Olvera Josué Gerardo[1] y González-Reyes J. Roberto[1]

[1]Investigación Aplicada para el Bienestar Social y Ambiental A. C. (INABISA A.C.), Calle San Moisés #910, Col. Carboneras, C. P. 42184. Mineral de la Reforma, Hidalgo, México.
[2]Unidad de Planeación y Prospectiva, Gobierno del Estado de Hidalgo. Plaza Juárez s/n 4to piso colonia Centro, Pachuca de Soto, Hidalgo, México.
Autor para correspondencia: lwz.flores@gmail.com

## Resumen

El presente documento sintetiza la información sobre las instalaciones de Sincrotrón y técnicas utilizadas a lo largo del mundo (radiación sincrotrón) para el análisis de Carbono y algunas de sus propiedades que nos permiten caracterizarlo y descubrir nuevas aplicaciones dentro distintas disciplinas como ciencias ambientales, ciencias de los materiales, ciencias de la tierra, química, biología molecular, medicina, entre otras, así como realizar una comparación tecnológica a nivel internacional de México con respecto a los países que ya utilizan esta poderosa herramienta tecnológica.

**Palabras clave:** *Sincrotrón*; *carbono*; *tecnología*; *radiación sincrotrón.*

## Abstract

This document summarizes some of the Synchrotron facilities and techniques used throughout the world (synchrotron radiation) for the analysis of Carbon and some of its properties that allow us to characterize it and discover new applications in different scientific disciplines such as environmental sciences, science materials, earth sciences, chemistry, molecular biology, medicine, among others, as well as making a technological comparison at an international level in Mexico with respect to countries that already use this powerful technological tool.

**Key words:** *Synchrotron*; *carbon*; *technology*; *synchrotron radiation.*

## Introducción

Día con día la comunidad científica busca la manera de facilitar, agilizar el trabajo y resolver de manera efectiva y eficiente todos los problemas multidisciplinares que se presentan en la actualidad. Para el caso de los estudios del carbono y sus flujos, se ha integrado la caracterización de la materia a través de técnicas analíticas, principalmente en temas como ciencia de suelo, estudios de la biomasa aérea, emisiones de gases de efecto invernadero (GEI), captura de carbono y estudio del carbono en ecosistemas.

Las técnicas analíticas que utilizan la emisión, absorción o difracción de la radiación electromagnética para caracterizar cuantitativamente el carbono que se encuentra en distintas formas en la tierra como parte de su flujo, se han incorporado cada vez más en los estudios realizados en México (Quiroz *et al.*, 2016). Sin embargo, el alcance de estas técnicas es limitada si se compara con los instrumentos que se están usando en el resto del mundo; algunos de los instrumentos que se utilizan en las universidades e industrias requieren de actualización y sobre todo mecanismos de transferencia tecnológica (Vázquez-González, 2017), también para las necesidades de investigación en el tema del carbono que tiene México y para los retos que se ha planteado, por ejemplo, en los temas de mitigación en la generación de GEI

(Solís-Ávila y Sheinbaum-Pardo, 2016). Esto limita de gran manera la investigación y avance tecnológico dentro del país, pues existe necesidad de infraestructura vanguardista que pueda garantizar resultados confiables en todas sus variantes y vertientes

Países de primer mundo han puesto en marcha hace más de 30 años una tecnología que ha permitido realizar experimentos con una infraestructura que permite el uso para fines científicos multidisciplinarios. Un Sincrotrón, es un tipo de acelerador de partículas, generalmente electrones mediante el uso de campos electromagnéticos en forma circular totalmente aislados en ultra alto vacío. Esta aceleración de partículas logra alcanzar una velocidad máxima cercana a la velocidad de la luz, llamada radiación sincrotrón, la cual, debido a sus propiedades físicas permite observar la materia de manera extremadamente precisa (Fuentes-Penna *et al.*, 2017) y en tiempos muy cortos comparados con tecnología tradicional además de poder alternar variables termodinámicas como la presión y la temperatura, para monitoreo de reacciones, superficie y resistencia de materiales, comportamiento de materia *in vivo* y estudios para conocer las interacciones y particularidades del carbono.

Es necesario homologar estos estudios en México a la par de los países que ya desarrollan este tipo de tecnología para resolver las problemáticas que afectan a nuestro país.

En este trabajo se presentan algunos ejemplos de cómo se ha usado la luz o radiación sincrotrón en distintas investigaciones en el tema del carbono en sincrotrones del mundo y cuales han sido sus resultados.

## Materiales y Métodos

Este trabajo se concentró en revisar las principales técnicas utilizadas y los resultados más interesantes relacionados al estudio del Carbono y sus propiedades publicados en forma de artículos o capítulos de libros por cada Sincrotrón a nivel global, se sistematizaron y analizaron cada una de las técnicas y sus características.

Con base en una extensa base de datos concerniente a los diferentes estudios realizados a lo largo del mundo, se tomó en cuenta el uso exclusivo del experimento al estudio del Carbono o algún tema relacionado, sin importar si la técnica revisada se repetía o había sido utilizada más de una ocasión en el mismo o en diferentes países.

## Resultados y Discusión

Una vez sistematizados los distintos estudios del tema de Carbono, que se realizaron a través del uso de la luz sincrotrón, se obtuvieron los siguientes resultados resumiéndolos en los Cuadros 1, 2, 3, 4 y 5 que se muestran a continuación:

**Cuadro 1. NEXAFS, sus campos de aplicación y características.**

| Técnica | Campos de aplicación | Características |
|---|---|---|
| Espectroscopía de la Estructura de Absorción de Rayos X Cerca del Borde (NEXAFS, por sus siglas en inglés) | -Ciencia de los materiales. Investigaciones sobre muestras de materia blanda, materiales de carbono (nano) y moléculas adsorbidas en superficies) | -Esta técnica basada en el uso de la radiación de sincrotrón ha contribuido significativamente a una mejor comprensión de las propiedades macroscópicas y microscópicas de los materiales. -La espectroscopia NEXAFS ha tenido su mayor impacto en relación con la detección de la absorción de fotones basada en electrones, lo que convierte esta técnica en un método altamente sensible a la superficie. |

Gracias a la aplicación de la técnica sincrotrónica mencionada anteriormente, se han desarrollado estudios relacionados con el secuestro de $CO_2$ en roca basáltica y la estratigrafía y composición química de las rocas en el sitio de inyección. Alfredsson (2016) describió que el $CO_2$ se capturó en los carbonatos sólidos de Ca, Mg y Fe de las rocas basálticas, además se encontró que puede proporcionar una solución duradera para la reducción de las emisiones industriales de $CO_2$. En este documento se informó sobre la estratigrafía subterránea de la composición química y la cristalinidad de las rocas y su estado de alteración en un sitio de campo específico para la inyección de aguas cargadas con $CO_2$, proveniente del área de Hellisheidi en el suroeste de Islandia.

Por otro lado, Fitts *et al*. (2012) describió la problemática del $CO_2$ supercrítico almacenado geológicamente, que acidificará las salmueras nativas en acuíferos profundos y promoverá la disolución de minerales, lo que resultará en diversos grados de saturación de calcita en distintas superficies. Entre los resultados publicados de los análisis de Microscopía de Rayos X de Fluorescencia (µXRF, por sus siglas en inglés), Microscopía de Absorción de Rayos X Cerca del Borde de la Estructura (µXANES, por sus siglas en inglés) y microscopía de difracción de rayos X (µXRD, por sus siglas en inglés) revelan que la disolución de calcita preferencial y la distribución espacial de dolomita y minerales de silicato relativamente insolubles, produjeron el ensanchamiento de apertura no uniforme en las superficies.

En Alemania Kiersch (2011) analizó muestras de suelo expuestos a procesos de quema de vegetación periódica, con presencia de mantillo y sucesión natural en dos sitios de pastizales mediante la técnica XANES específicas para carbono (C) y nitrógeno (N). Los resultados de los espectros de XANES, indicaron las diferencias de los sitios estudiados, así como la distribución y el origen del C y N.

Son vastos los estudios sobre el carbono en la materia orgánica del suelo (SOM, por sus siglas en inglés), mediante técnicas analíticas mejoradas con radiación sincrotrón. Tal es el caso del artículo tipo revisión publicado por Lehmann y Solomon (2010), en el que se encontró que las principales técnicas fueron la Espectroscopia de Transmisión de Infrarrojo con Transformada de Fourier de Reflectancia Total Atenuada (FTIR-ATR, por sus siglas en inglés) basada en sincrotrón de la curva C (1s) cerca del borde (NEXAFS) sincrotrón y la microscopía de rayos X (STXM, por sus siglas en inglés). En estos trabajos se encuentra que la radiación sincrotrón abre nuevas posibilidades para el estudio del carbono en suelos debido a que la alta energía mejora la resolución espectral y espacial, como lo demuestran investigaciones recientes que usan C (1s) en la estructura fina de la región C NEXAFS y la espectroscopia FTIR. La fuente de alta energía permite mejoras significativas en la relación señal-ruido.

Solomon *et al.* (2005) demostró que las técnicas reportadas en Lehmann y Solomon (2010) son útiles para clasificar carbono e investigar la influencia del uso del suelo en la composición de SOM en las sustancias húmicas extraídas de las fracciones de arcilla y limo, en donde definió que C (1s) NEXAFS y -ATR basada en sincrotrón son técnicas potentes y no destructivas que pueden usarse potencialmente no solo para identificar y detectar huellas digitales características estructurales complejas de macromoléculas carbono orgánicas, sino también para investigar el impacto del manejo antropogénico a largo plazo, sobre la composición y el ciclo biogeoquímico de carbono orgánico en ecosistemas terrestres.

Solomon *et al*. (2012) en su estudio sobre micro y nano ambientes de secuestro de carbono, mediante STXM-NEXAFS evaluó los elementos múltiples de carbono microbiano y asociaciones minerales, y encontró mecanismos sobre el ensamblaje de organominerales como un nicho único en el ciclo de C, con una gran capacidad para almacenar carbono antropogénico. En este estudio, se planteó eficazmente la espectroscopia STXM-NEXAFS basada en sincrotrón para acceder a los bordes K y L de elementos biogeoquímicamente relevantes (C, N, Ca, Fe, Al, Si) para identificar micro y nano-entornos de secuestro de C, y así realizar una investigación a nivel submicrónico de la química de la composición y otras características interactivas de C y minerales utilizando una sección ultrafina de ensamblaje organomineral intacto. Los resultados obtenidos por estos investigadores parecen sugerir que el aparente secuestro de C en el entorno del repositorio de micro y nano-C parece ser el resultado acumulativo de la

protección física y los mecanismos de unión heterogéneos que van desde el intercambio iónico, el enlace de hidrógeno y el enlace hidrofóbico en complejos de arcilla de silicato y orgánicos a la adsorción en superficies externas e internas de minerales arcillosos.

Monteiro *et al*. (2013) en su estudio llamado "Incorporación de materiales de secuestro de carbono en infraestructura civil: un análisis micro y nanoestructural" nos hablan acerca de un método utilizado para secuestro de Carbono no antes mencionado; el método Calera, este sistema promueve la mineralización de carbono a través de la precipitación acuosa. La técnica de difracción de rayos X de sincrotrón combinada con el análisis de Rietveld se aplicó para identificar las fases constituyentes y refinar las estructuras de cristal, los tamaños de cristalita y las abundancias de fase relativas. La espectrometría de la estructura fina de absorción de rayos X (NEXAFS) y la microscopía de rayos X de transmisión de barrido (STXM) se realizaron para investigar la especiación química y la información morfológica de minerales de carbonato con diferentes energías de absorción. Se realizaron pruebas de resistencia a la compresión en materiales y se demostró una resistencia comparable al cemento Portland.

**Cuadro 2. Difracción de polvos de alta resolución, su aplicación y características.**

| Técnica | Campo (s) de aplicación | Características |
|---|---|---|
| Difracción de polvos de alta resolución | -Estructuras metal-orgánicas para captura de carbono y almacenamiento de gas.<br>-Aleaciones de alto rendimiento.<br>-Sólidos de nanoescala autoensamblados.<br>Superconductores de alta temperatura<br>-Materiales y minerales de bio-ingeniería. | -La difracción de polvos es la técnica principal para determinar la estructura de materiales que no forman necesariamente cristales grandes y ordenados.<br>-Es la técnica de elección para el análisis de muchos materiales naturales, así como nuevos materiales hechos por el hombre donde la síntesis está poco desarrollada o para materiales altamente tensos sujetos a hermanamiento |

Esta poderosa técnica es ampliamente utilizada a nivel mundial, estudios como el de Peth (2008), donde realiza la cuantificación tridimensional de las características intra-agregadas del espacio poro usando microtomografía basada en radiación de sincrotrón, elaborado por en donde explican que las geometrías de la red de poros de los espacios de poros intra-agregados son de gran importancia para las velocidades de flujo de iones y agua que controlan el secuestro de C y la biorremediación. También mencionan que los avances en técnicas de imágenes tridimensionales no invasivas, como la microtomografía de rayos X basada en radiación sincrotrón (SR-µCT), ofrecen excelentes oportunidades para estudiar las interrelaciones entre la geometría de la red de poros y los procesos físicos a resoluciones espaciales de unos pocos micrómetros.

Una investigación de la dinámica mineral en salmueras de agua de mar congelada mediante medición directa con difracción de polvo de rayos X utilizó la difracción de polvo de rayos X de sincrotrón para evaluar la dinámica que se produce entre las fases de hielo, salmuera y mineral en salmueras de agua de mar congeladas que se sometieron a enfriamiento y calentamiento a temperaturas bajo cero. Este estudio elaborado por Butler (2015) y colaboradores destacan el poder de las técnicas de sincrotrón en la observación de la dinámica mineralógica de sistemas ambientales inaccesibles.

Se ha desarrollado un nuevo sistema de microrreacción controlado externamente para proporcionar las primeras observaciones in situ de los procesos de reacción que controlan el secuestro de $CO_2$ a través de la carbonatación mineral según el estudio realizado por Wolf *et al*. (2004). La difracción de rayos X de sincrotrón y la espectroscopia Raman se han utilizado para proporcionar la primera visión in situ del proceso de carbonatación mineral supercrítica asociado. El microreactor proporciona una herramienta nueva y poderosa para la investigación in situ de una amplia gama de procesos importantes desde el

punto de vista ambiental, fundamental y comercial, incluidas las reacciones asociadas con el secuestro geológico de dióxido de carbono.

**Cuadro 3. Microscopía de Rayos X, sus campos de aplicación y características.**

| Técnica | Campos de aplicación | Características |
|---|---|---|
| Microscopía de rayos X y de transmisión de barrido (STXM) | - Estructura de proteínas y macromoléculas<br>- Nanotomografías de células.<br>- La composición química de los nanocristales. | -La técnica cierra la brecha de resolución que existe entre la microscopía electrónica y la microscopía óptica convencional y permite la adquisición de datos tomográficos a partir de muestras nativas y fluorescentes.<br>-En la actualidad, el microscopio funciona a 500eV (en la "ventana de agua") donde el contraste de la imagen se genera por la absorción preferencial de los rayos X por el carbono con el agua. |

Esta técnica ha sido utilizada en estudios relacionados con el campo de la Biología, tal es el caso del estudio elaborado por Liang (2006) donde se estudia cómo el carbono negro (BC) aumenta la capacidad de intercambio catiónico en suelos. El BC puede afectar significativamente la retención de nutrientes y desempeñar un papel clave en una amplia gama de procesos biogeoquímicos en los suelos, especialmente para el ciclo de nutrientes. La microscopía de rayos X de transmisión de barrido (STXM) apoyada por la espectroscopia de estructura fina (NEXAFS) de absorción rayos X cercana al borde sincrónico, explicó las diferencias de cargas de superficie de BC comparándose entre sí con superficies que contenían BC y superficies que no lo contenían.

Otros estudios, como el de Zhou *et al*. (2013) abordó los efectos de la fertilización orgánica e inorgánica sobre la agregación del suelo en un Ultisol, caracterizándolo a través de tomografía de rayos X basada en sincrotrón, para prácticas de fertilización a largo plazo. En él cuantificaron la microestructura tridimensional (3D) de los agregados del suelo según la influencia de diferentes prácticas de fertilización a largo plazo. La microestructura agregada se determinó con tomografía microcomputada de rayos X basada en sincrotrón (SR-µCT) y técnicas de análisis de imágenes digitales. Este estudio demuestra que la fertilización orgánica puede mejorar la agregación del suelo, mientras que la fertilización inorgánica es ineficaz, incluso después de 25 años. Los diferentes mecanismos por los cuales las prácticas de fertilización orgánica e inorgánica influyen en la agregación del suelo merecen una mayor investigación.

Además, Martín (1998) y colaboradores estudian a través de fluorescencia de rayos X de sincrotrón en conjunto con espectroscopía de masas de iones secundarios en el estudio de la variación cualitativa en el contenido de metales con el tiempo en los anillos de los árboles. Explican acerca de la espectroscopia de masas de iones secundarios y el análisis de fluorescencia de rayos X de sincrotrón, se utilizaron para documentar los cambios en el contenido de metal en el sistema de anillos de los árboles del norte de Canadá. Comentan que los resultados muestran una variación cualitativa estacional en la absorción de Na, Al, K, Ca, Cr, Mn, Fe, Cu y Zn. De igual manera describen que las concentraciones elevadas localmente de metales seleccionados son lo suficientemente estables dentro de los anillos individuales para que las variaciones en el contenido entre los anillos permanezcan en niveles detectables durante al menos un siglo.

**Cuadro 4. Espectroscopía de fotoemisión, sus campos de aplicación y características.**

| Técnica | Campos de aplicación | Características |
|---|---|---|
| Espectroscopia de fotoemisión de alta resolución-I | -Nanotecnología, --Ciencias de los materiales, -Química. | -Esta técnica está diseñada para la investigación de superficies sólidas, películas delgadas, nanomateriales mediante el uso de espectroscopía de fotoemisión, estructura fina de absorción de rayos X cerca del borde y reflectividad de rayos X blandos. -Los rayos X blandos de 110 a 1200 eV se pueden usar para hacer experimentos cerca del borde de carbono, oxígeno y nitrógeno. |

Se ha estudiado cómo el plancton registra el cambio climático pasado a través de Microscopía de rayos X de transmisión de barrido (STXM) de calcificadores marinos (Redfern, 2017) microscopía electrónica de fotoemisión (PEEM) para revelar la química subyacente y la estructura a nanoescala detrás de las firmas geoquímicas paleo-climáticas, como la traza de Mg en proxies propuestos por las conchas para la temperatura paleo-oceánica. Esto les ha permitido probar los supuestos químicos y los mecanismos que respaldan el uso de dichos poderes empíricos. El poder de estas observaciones radica en la capacidad para vincular los cambios en la química, la microestructura y el proceso de crecimiento en carbonato biogénico con las influencias ambientales. (STXM) proporciona una ruta invaluable para comprender el entorno químico y la heterogeneidad clave en la escala de longitud apropiada. Este nuevo entendimiento proporciona nuevas rutas para mediciones futuras de la variación climática pasada en el registro fósil del fondo marino.

**Cuadro 5. Espectroscopia de masas mejoradas con sincrotrón, sus campos de aplicación y características.**

| Técnica | Campos de aplicación | Características |
|---|---|---|
| Espectroscopia de masas mejoradas con sincrotrón | Aisladores topológicos/metales/superconductores Sistemas relacionados con el carbono y nano materiales. Materiales fotovoltaicos Materiales correlacionados con electrones. Materiales magnéticos | -El análisis molecular de los dominios submicrométricos utilizando la espectroscopía |

Según (Vogel *et al*., 2014), el secuestro de carbono y nitrógeno por partículas del tamaño de arcilla en suelos está bien establecido, y el contenido de arcilla o área de superficie mineral se ha utilizado para estimar el potencial de secuestro de los suelos. Al combinar la espectrometría de masas de iones secundarios a nanoescala y el trazado isotópico, lograron distinguir entre materia orgánica OM nueva marcada y preexistente además de mostrar que la nueva OM está unida preferentemente a los grupos órgano minerales ya presentes. Estos resultados, que proporcionan evidencia de que solo una proporción limitada de las superficies del tamaño de arcilla contribuyen al secuestro de OM, revolucionan nuestra visión del secuestro de carbono en los suelos y las estimaciones de saturación de carbono ampliamente utilizadas.

## Conclusiones

Tal y como se pudo observar en la base de datos donde se mencionaban todas las posibles aplicaciones de la radiación Sincrotrón y en las referencias consultadas, nos podemos dar cuenta que algunos países europeos, en conjunto con Estados Unidos y Australia han estado desarrollando esta tecnología a lo largo de unos 30 años, lo cual nos hace quedar obsoletos con la tecnología actual. Es necesario emprender acciones inmediatas para tratar de solucionar esta problemática que afecta al país. El esfuerzo de nuestra comunidad científica por tratar de mantenerse a la par de las innovaciones tecnológicas a nivel mundial es grande, sin embargo, al no contar con una infraestructura adecuada para el desarrollo de la misma, los problemas a resolver tardarán más tiempo del que debieran. Con esto se pretende incentivar las acciones que sugieran la instalación de un Sincrotrón ayudando así a mejorar la participación científica y tecnológica en distintas disciplinas y enfocarnos en temas relacionados con el Carbono.

## Literatura citada


Alfredsson, H. A. 2016. Secuestro de $CO_2$ en roca basáltica en el sitio de Hellisheidi en el suroeste de Islandia: estratigrafía y composición química de las rocas en el sitio de inyección. Journal of Mineral Scienc. 1-5.

Butler, B. M. 2015. An investigation of mineral dynamics in frozen seawater brines. Journal of Geophysical Research: Oceans 120:5686-5697.

Fitts, J. P., B. R. Ellis, H. Deng and C. A. Peters. 2012. Geochemical Controls On Fracture Evolution In Carbon Sequestration. 46th US Rock Mechanics / Geomechanics Symposium 2012.

Fuentes-Penna, A., J. A. Ruiz-Vanoye, O. Díaz-Parra and F. Romero-Torres. 2017. Estructura y aplicaciones de un sincrotrón. Inventio, la génesis de la cultura universitaria en Morelos 13:55-59.

Kiersch, K. 2011. Impacto de la quema de pastizales en la materia orgánica del suelo, según lo revelado por un enfoque multimetodológico basado en el sincrótron y la pirólisis - espectrometría de masas. Organic Geochemistry 8-20.

Lehmann, J., and D. Solomon. 2010. Chapter 10 - Organic Carbon Chemistry in Soils Observed by Synchrotron-Based Spectroscopy. Developments in Soil Science 34:289-312.

Liang, B. 2006. El Carbono negro aumenta la capacidad de intercambio de cationes en los suelos. Soil Science Society of America Journal 1719-1730.

Martín, R. R. 1998. Espectroscopía de masas de iones secundarios y fluorescencia de rayos X de sincrotrón en el estudio de la variación cualitativa en el contenido de metales con el tiempo en los anillos de los árboles. Canadian Journal of Forest Research 1464-1470.

Monteiro, P. J. M., L. Clodic, F. Battocchio, W. Kanitpanyacharoen, S. R. Chae, J. Ha and H.-R. Wenk. 2013. Incorporating carbon sequestration materials in civil infrastructure: A micro and nano-structural analysis. Cement and Concrete Composites 40:14-20.

Peth, S. 2008. Cuantificación tridimensional de las características intra-agregadas del espacio poro usando microtomografía basada en radiación de sincrotrón. Soil Science Society of America Journal 897-907.

Quiroz, K., M. Hernández, F. Rojas and V. Petranovskii. 2016. Comparación de la capacidad de secuestro de $CO_2$ en Clinoptilolita, Epistilbita, Erionita, Mordenita y Caolinita como constituyentes del suelo. Superficies y Vacio. 29. 55-61.

Redfern, S. A. 2017. Microscopía de rayos X de sincrotrón de calcificadores marinos: cómo el plancton registra el cambio climático pasado. Journal of Physics: Conference Series 849-856.

Solís Ávila, J. C. and C. Sheinbaum-Pardo. 2016. Consumo de energía y emisiones de $CO_2$ del autotransporte en México y escenarios de mitigación. Revista internacional de contaminación ambiental 32:7-23.

Solomon, D., J. Lehmann, J. Harden, J. Wang, J. Kinyangi, K. Heymann, C. Karunakaran, Y. Lu, S. Wirick and C. Jacobsen. 2012. Micro- and nano-environments of carbon sequestration: Multi-element STXM–NEXAFS spectromicroscopy assessment of microbial carbon and mineral associations. Chemical Geology 329:53–73.

Solomon, D., J. Lehmann, J. Kinyangi, B. Liang and T. Scha¨fer. 2005. Carbon K-Edge NEXAFS and FTIR-ATR Spectroscopic Investigation of Organic Carbon Speciation in Soils. Soil Science Society of America Journal 69:107-119.

Vázquez-González, E. R. 2017. Transferencia del conocimiento y tecnología en universidades. Iztapalapa. Revista de ciencias sociales y humanidades 38:75-95.

Vogel, C., W. Mueller, C. Ho¨schen, F. Buegger, K. Heister, S. Schulz, M. Schloter and I. Ko¨gel-Knabner. 2014. Submicron structures provide preferential spots for carbon and nitrogen sequestration in soils. Nature Comunications 5:1-7.

Wolf, G. H., A. V. G. Chizmeshya, J. Diefenbacher and M. J. McKelvy. 2004. In Situ Observation of $CO_2$ Sequestration Reactions Using a Novel Microreaction System. Environmental Science and Technology 38:932-936.

Zhou, H., X. Peng, E. Perfect, T. Xiao and G. Peng. 2013. Effects of organic and inorganic fertilization on soil aggregation in an Ultisol as characterized by synchrotron based X-ray micro-computed tomography. Geoderma 195-196:23-30.

# 1.15. Calibración y validación de imágenes de temperatura del dosel en trigo (*Triticum durum*) obtenida con una cámara termal aérea mediante el empleo de una red densa de radiómetros infrarrojos

**García-Gámez**, Juan J.[1]; Méndez-Barroso Luis A.[2]; Garatuza-Payán Jaime[2] y Yépez-Gonzalez Enrico A.[2]

[1]Posgrado en Ciencias en Recursos Naturales, Instituto Tecnológico de Sonora, Calle 5 de febrero 818 sur, Col. Centro. C.P. 85000. Ciudad Obregón, Sonora. México.
[2]Departamento de Ciencias del Agua y Medio Ambiente, Instituto Tecnológico de Sonora, Calle 5 de febrero 818 sur, Colonia Centro. C.P. 85000. Ciudad Obregón, Sonora. México.

## Resumen

Los avances en termografía digital han permitido el desarrollo de la agricultura de precisión, especialmente, la estimación del estado hídrico de cultivos como herramienta para un óptimo uso de los recursos hídricos. Uno de estos avances es el desarrollo de cámaras termales compactas que pueden se montadas en vehículos aéreos no tripulados (VANT). Esta integración permite el monitoreo constante del estado hídrico de los cultivos especialmente en zonas áridas y semiáridas. Sin embargo, este tipo de cámaras utilizan microbolómetros no refrigerados los cuales pueden generar la presencia de ruido. Po lo tanto, las condiciones externas e internas de la cámara controlan los valores digitales asociados con la temperatura. Este trabajo propone un método empírico de calibración de una cámara termal compacta Flir Vue-Pro 640 mediante el empleo de radiómetros comerciales tanto en condiciones controladas como de campo. Para la validación de la temperatura del dosel se empleó de una red de radiómetros (Apogee SI-111) en trigo bajo condiciones de calor y condiciones ambientales normales. Primeramente, la calibración de la cámara se llevó a cabo en condiciones controladas de laboratorio para controlar la temperatura exterior y conocer su efecto en los valores digitales asociados a temperatura de la superficie. Esta pre-calibración nos permitió transformar los valores digitales a temperatura superficial tomando en cuenta la temperatura externa de la cámara. Posteriormente, se hizo una corrección atmosférica en campo mediante la instalación de una red de blancos fríos y calientes donde se estimó su temperatura superficial mediante el empleo de un radiómetro portátil. La cámara termal se montó en un dron 3DR modelo *Solo* y se realizaron siete vuelos en diferentes etapas fenológicas de un cultivo de trigo ubicado en el Valle del Yaqui. Resultados preliminares mostraron una muy buena correlación entre la temperatura del dosel estimada con la cámara termal aérea y los radiómetros de campo. Se observó una mejor correspondencia en valores de temperatura cuando no se aplica corrección atmosférica ($R^2 = 0.84$) en comparación cuando se hace corrección ($R^2 = 0.74$). Este método empírico ofrece muchas ventajas sobre otros métodos analíticos que requieren de cuerpos negros, condiciones climatizadas y algoritmos complejos para realizar la calibración de cámaras compactas con microbolómetros no refrigerados.

**Palabras claves:** *detección remota*; *vehículos aéreos no tripulados*; *imagen termal.*

## Abstract

Advances in digital thermography have allowed the development of precision agriculture, especially, the estimation of crop water status as a tool for an optimal use of water resources. One of these advances is the development of compact thermal cameras that can be mounted on unmanned aerial vehicles (UAV). This integration allows constant monitoring of crop water status, especially in arid and semi-arid regions. However, this type of cameras use uncooled microbolometers which can generate the presence of noise.

Therefore, the external and internal conditions of the camera control the digital values associated with surface temperature. This work proposes an empirical method of calibration of the compact thermal camera Flir Vue-Pro 640 by the use of commercial radiometers in both controlled and field conditions. For the validation of the canopy temperature, a network of radiometers (Apogee SI-111) was used in wheat under conditions of heat and normal environmental conditions. Firstly, thermal camera calibration was carried out under controlled laboratory conditions to manipulate ambient temperature and evaluate its effect on the digital numbers (DN) associated with surface temperature. This pre-calibration allowed us to transform the digital values to surface temperature taking into account the external temperature of the camera. Subsequently, an atmospheric correction was made in the field by installing a network of cold and hot targets where its surface temperature was estimated using a portable radiometer. The thermal camera was mounted in a UAV model 3DR-Solo and seven flights were carried out in different phenological stages of wheat plots located in the Yaqui Valley, Sonora. Preliminary results showed a very good correlation between the estimated canopy temperature with the aerial thermal camera and the field radiometers. A better correspondence was observed in temperature values when atmospheric correction is not applied ($R^2 = 0.84$) in comparison when correction is made ($R^2 = 0.74$). This empirical method offers many advantages over other analytical methods that require black bodies, climate conditions and complex algorithms to perform the calibration of compact cameras with uncooled microbolometers.

**Key words:** *remote sensing*; *unmanned aerial vehicles*; *thermal image*.

## Introducción

La termografía infrarroja ha tenido un gran desarrollo en diversas áreas de investigación al ofrecer un mapeo de la distribución espacial de la temperatura superficial mediante la aplicación de cámaras. A pesar de los avances en el desarrollo de cámaras cada vez más compactas, se requiere de una calibración radiométrica para establecer la relación entre la respuesta del sensor y la temperatura del objeto (Budzier y Gerlach, 2015). Frecuentemente, es necesario conocer los parámetros intrínsecos y extrínsecos de la cámara termal debido a que producen una atenuación de la energía infrarroja causada por columna de atmosfera entre la cámara y el objeto (Minkina y Klecha, 2016). Por lo tanto, la calibración de las imágenes termales es necesaria para producir datos termales ópticamente precisos y confiables.

El avance tecnológico en la última década ha permitido el desarrollo de cámaras térmicas más compactas que pueden ser montadas vehículos aéreos no tripulados (VANT). Estas cámaras utilizan microbolómetros no refrigerados, ligeros y de bajo consumo de energía usualmente con respuesta espectral entre 7 um a 14 um (Torres-Rua, 2017). La ausencia de un sistema de enfriamiento presente en otros sistemas de termografía genera la presencia de ruido y los valores digitales asociados con temperatura sean afectados por las condiciones externas e internas de la cámara. Ente los factores externos que afectan el desempeño de los microbolómetos se encuentran: La temperatura atmosférica, la radiación solar y las condiciones del viento (Kelly *et al*. 2017). Por otra parte, la mayoría de estos equipos proporcionan solo números digitales haciendo difícil su interpretación y relación con temperatura superficial. Por lo tanto, es necesaria su posterior calibración en laboratorio mediante dispositivos de cuerpos negros con emisividad cercana a 0.99 (Bustamante-Mejia y López-Varona, 2014). Adicionalmente a las calibraciones de laboratorio, se requiere la corrección de imágenes en caso de discontinuidad de patrones, pixeles defectuosos y efectos de iluminación. Para realizar estas últimas correcciones, es necesario el uso de sondas o termómetros en campo o el uso de objetivos de color blanco o negro sobre el terreno. (Gómez-Candón *et al*., 2016).

Además, El desarrollo de cámaras termales compactas ha permitido su aplicación directa en agricultura para inferir el estado hídrico de los cultivos, la disponibilidad de agua en el suelo y la partición

de energía en la superficie. Por tal motivo, la calibración de la cámara termal es un procedimiento de suma importancia ya que asegura la obtención de datos espectrales precisos y confiables. Como resultado, estos datos con alto grado de precisión pueden ser utilizados en modelos de predicción de índices de estrés hídrico especialmente en regiones donde el agua es un recurso limitado.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El estudio se llevó a cabo en el Centro Experimental y de Transferencia de Tecnología (CETT, Lat: 27.366551º, Long: -109.914171º) ubicado en el Block 910 del Valle del Yaqui, en la parte sur del Estado Mexicano de Sonora (Figura 1). El centro experimental es operado y administrado por el Instituto Tecnológico de Sonora (ITSON) para realizar investigaciones forestales y agropecuarias. Las imágenes termales se tomaron en un predio agrícola de aproximadamente 0.5 ha sembradas con trigo duro (*Triticum durum*) variedad (Cirno). En el Cuadro 1 se muestran diferentes etapas fenológicas y su fecha aproximada de expresión.

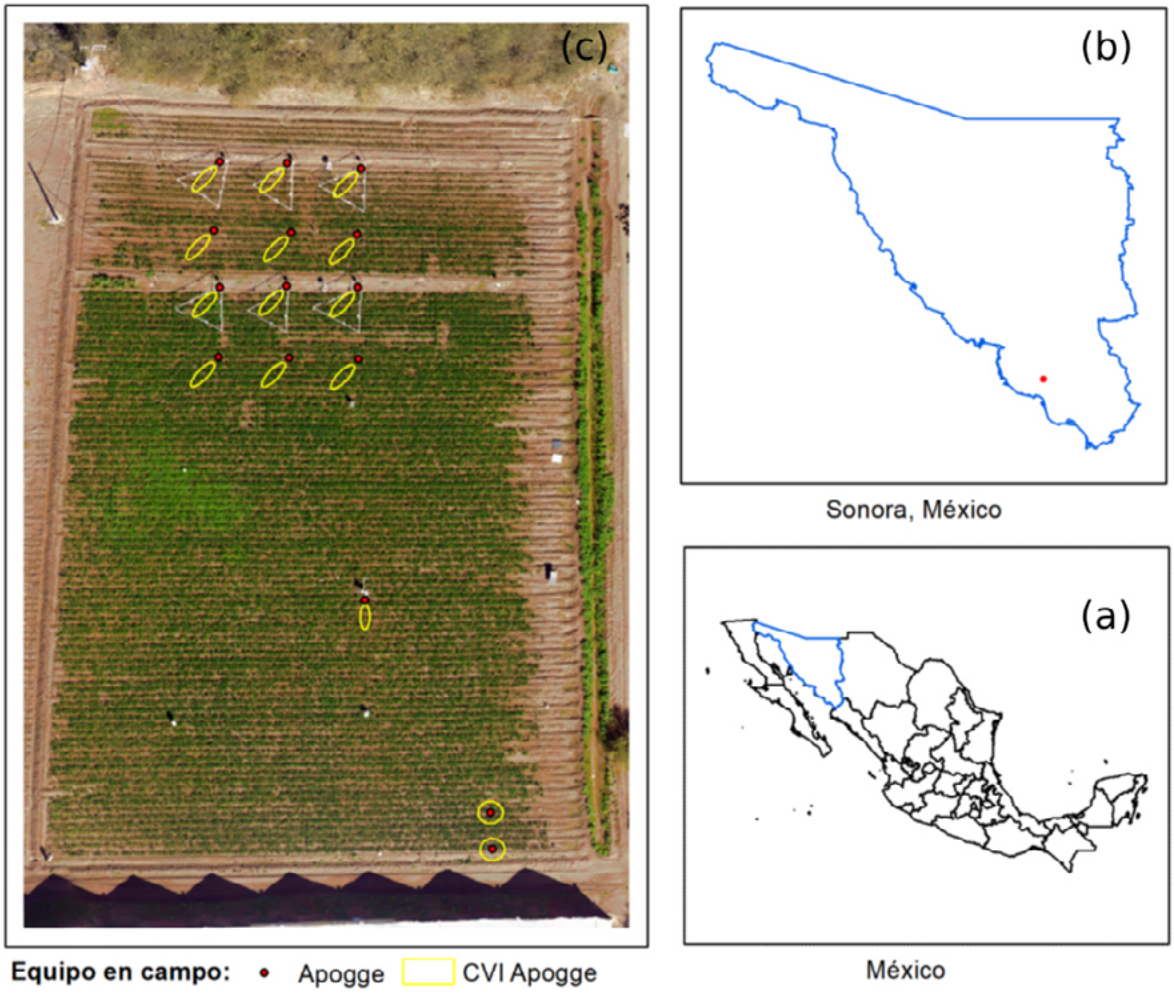



**Figura 1: Localización del sitio de estudio en un contexto (a) Nacional: Ubicación del estado de Sonora, (b) Regional: Ubicación del Valle del Yaqui, al sur del Estado de Sonora y (c) Aspecto del predio experimental agrícola sembrado con trigo.**
La Figura 1c muestra la tanto la ubicación de los radiómetros Apogee SI-111 (círculos color rojo) como su campo de visión instantáneo (CVI, polígonos de color amarillo). Las estructuras triangulares en la parte superior de la Figura 1c son los soportes de los radiadores de las parcelas de calor.

**Cuadro 1. Principales etapas de desarrollo del cultivo de trigo, variedad CIRNO, durante el ciclo agrícola 2018-2019.**

| Desarrollo del cultivo | Fecha |
|---|---|
| Riego Pre-siembra | 12-nov-18 |
| Siembra | 19-dic-18 |
| Riego 1 (Aux) | 05-feb-19 |
| Riego 2 (Aux) | 05-mar-19 |
| Riego 3 (Aux) | 01-abr-19 |

*Instrumentación en campo*

En el predio agrícola experimental se instaló una red de quince (15) radiómetros infrarrojos (Apogee SI-111) los cuales monitoreaban de forma continua la temperatura del dosel. Doce (12) de ellos se instalaron en parcelas experimentales de 8 x 6.4 m para simular un aumento de 2 ºC en la temperatura dosel con respecto a la temperatura ambiental. La mitad de estos sensores median directamente la temperatura superficial dentro del área calentada con radiadores, mientras que el resto (6), se utilizaron para medir la temperatura de referencia fuera de la parcela caliente. Adicionalmente, se instalaron tres radiómetros bajo diferentes condiciones hídricas. Un sensor se instaló cerca de una estación de Covarianza de Vórtices (EC) bajo riego estándar. Los últimos dos sensores se instalaron bajo condiciones de riego contrastantes, es decir, uno bajo nulo estrés hídrico (condiciones de suelo más húmedas que el manejo de riego estándar) mientras que el ultimo sensor, bajo condiciones de alto estrés hídrico (condiciones más secas que el riego estándar).

Adicionalmente, se instalaron en campo objetivos visibles por encima del dosel del trigo. Los objetivos consistieron en placas de aproximadamente 70 x 70 cm de color negro y blanco para crear temperaturas superficiales contrastantes (negro-caliente, blanco-frio). Previo a cada vuelo, se estimó la temperatura de los objetivos mediante un termómetro infrarrojo Fluke 62 MAX. Por otra parte, colocaron dos marcos de tubo PVC de aproximadamente 1 x 1 m en el suelo desnudo. Al igual que los objetivos, se crearon condiciones contrastantes de temperatura mediante la aplicación de agua dentro de uno de los marcos, mientras que el otro se no se aplicó agua. Después de la aplicación de agua se midió temperatura utilizando el termómetro Fluke.

*Captura de imágenes aéreas termales*

La cámara utilizada durante el estudio fue la Flir vue pro 640 (FVP) con una resolución de 640 x 512 pixeles, y lecturas en el ancho de banda de los 7.5 a 13.5 µm. La cámara fue montada en un vehículo aéreo no tripulado (VANT) modelo “Solo” de la marca “3DR Robotics” cuyo plan de vuelo fue diseñado mediante la plataforma Tower. La altura de vuelo fue de 20 m y la velocidad de crucero fue de 3 m/s logrando un traslape horizontal y transversal por encima del 70%. Las imágenes se capturaron en formato Tagged Image File Format (tif) con un intervalo de disparo de un segundo.

A partir de las imágenes capturadas en cada vuelo se crearon siete ortomosaicos durante el ciclo 2018-2019 (Cuadro 2). Los ortomosaicos fueron creados empleando el software Agisoft-Photoscan. Con el objeto de asignar un sistema de proyectado de coordenadas de alta precisión, se tomaron varios puntos de control en tierra (PCT, 21 puntos de referencia en el sitio). Los puntos de control se utilizaron para reducir el error del sistema de coordenadas de la imagen con respecto a los PTC.

**Cuadro 2. Fecha y hora de los vuelos realizados en el cultivo de trigo durante el ciclo productivo 2018-2019.**

| Vuelo | Fecha | Hora |
|---|---|---|
| 1 | 15-feb-19 | 01:00 p. m. |
| 2 | 23-feb-19 | 12:15 p. m. |
| 3 | 02-mar-19 | 11:45 a. m. |
| 4 | 15-mar-19 | 12:45 p. m. |
| 5 | 23-mar-19 | 12:15 p. m. |
| 6 | 28-mar-19 | 12:45 p. m. |
| 7 | 13-abr-19 | 01:00 p. m. |

*Calibración de cámara termal*

La calibración de la cámara FVP se realizó mediante la aplicación de un modelo empírico generado a partir del análisis de correlación entre los números digitales (DN) y la temperatura superficial de un objetivo (Placa de metal de color negro mate) caliente y/o frío dentro de un rango amplio de temperaturas ambientales. Se comparó simultáneamente el valor digital (DN) de una imagen capturada con la cámara Flir VUEPro 640 con su respectivo valor de temperatura superficial tomada con el radiómetro Flir i5.

Debido a que la cámara FVP consiste en un microbolómetro no refrigerado, es altamente sensible a la temperatura de la carcasa de la cámara y/o ambiental. Por lo tanto, la comparación entre la cámara FVP y el radiómetro Flir i5 se realizó bajo condiciones controladas de temperatura ambiental en laboratorio.

El Cuadro 3 muestra los rangos de temperatura ambiental y de la carcasa de la cámara utilizados para la generación de los modelos empíricos.

**Cuadro 3. Rangos de temperatura ambiental y temperatura de carcasa de la cámara utilizados para la generación de los modelos empíricos.**

| Temp. Ambiente | Temp. Cámara |
|---|---|
| 12.0 | 20.0 |
| 22.0 | 30.0 |
| 24.0 | 34.5 |
| 32.0 | 41.0 |
| 34.0 | 45.0 |
| 42.0 | 51.0 |

Al final, se generaron seis modelos empíricos, los cuales corresponden a cada una de las temperaturas mostradas en el Cuadro 3. El modelo utilizado para convertir de numero digital (DN) a temperatura, dependerá de la temperatura ambiental exterior y de la carcasa.

*Validación de los datos de temperatura superficial*

La validación de los datos de temperatura se realizó mediante la correlación de las temperaturas de los ortomosaicos, previamente convertidos de DN a Temperatura, con los valores de los radiómetros Apogee SI-111. La comparación se llevó a cabo mediante la extracción de los píxeles de temperatura de los ortomosaicos dentro del campo de visión instantáneo (CVI) de los radiómetros Apogee con sus valores medidos al momento del vuelo. Para evaluar el desempeño de los modelos empíricos para convertir DN a temperatura del dosel, se utilizaron los siguientes métricos estadísticos: Error cuadrático medio, error estándar y sesgo estadístico.

## Resultados

La Figura 2 muestra la respuesta de los valores de DN (eje y) y su valor de temperatura superficial (eje x) a la temperatura ambiental y/o carcasa. Se observa una tendencia a aumentar los valores de los números digitales conforme aumenta la temperatura de la carcasa y/o ambiental. Sin embargo, al llegar a los 30 ºC hubo una disminución en el rango de valores como se muestra en la Figura 2.

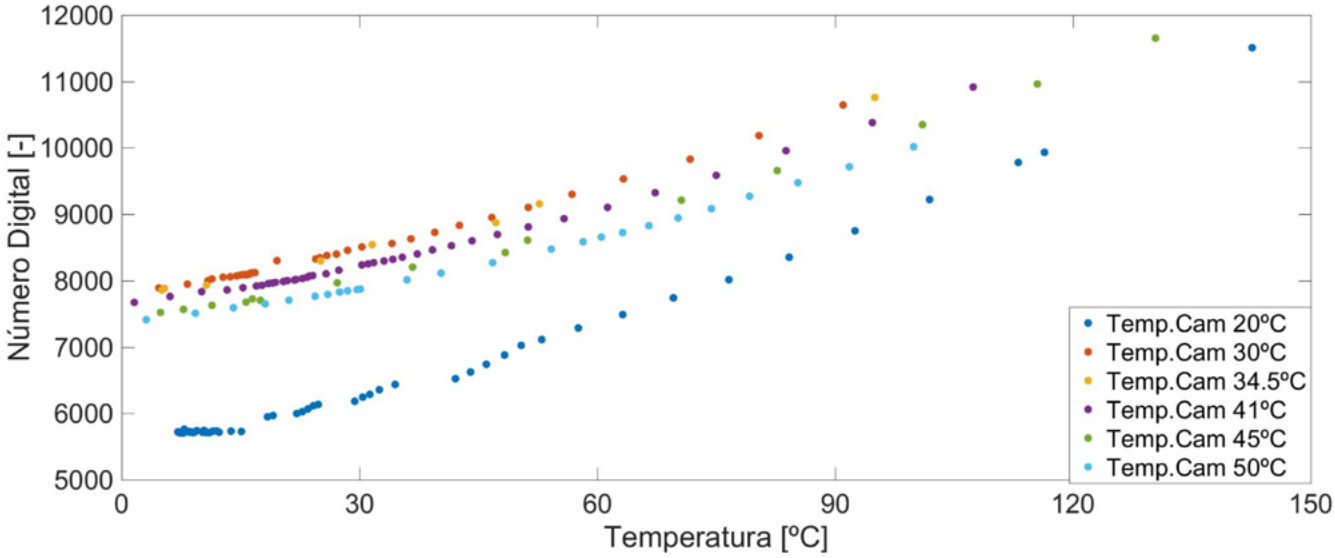



**Figura 2: Relación entre número digital (DN) de la cámara Flir VuePro 640 y su respectivo valor de temperatura superficial (medido con el radiómetro Flir i5).**
Los círculos de diferentes colores representan esta relación a diferentes valores de temperatura ambiental.

Basado en estas relaciones empíricas, se obtuvieron seis modelos alternativos para transformar los valores de DN a temperatura superficial (en °C) en función de la temperatura exterior de la cámara (Cuadro 4).

**Cuadro 4. Modelos empíricos generados para la conversión de valores digitales (DN) a temperatura radiométrica en función de la temperatura de la carcasa de la cámara Flir Vue Pro 640.**

| Temp. Cámara | Coeficiente de correlación | Ecuación |
|---|---|---|
| 20.0 | 0.9950 | X = Ln(Y/5424.2)/0.0051 |
| 30.0 | 0.9949 | X = Ln(Y/7673.6)/0.0034 |
| 34.5 | 0.9922 | X = Ln(Y/7659.4)/0.0035 |
| 41.0 | 0.9908 | X = Ln(Y/7464.1)/0.0034 |
| 45.0 | 0.9946 | X = Ln(Y/7270.5)/0.0035 |
| 51.0 | 0.9914 | X = Ln(Y/7201.6)/0.0031 |

Dependiendo de las condiciones de temperatura en cada vuelo es el modelo empírico a aplicar en los ortomosaicos para convertir de DN a temperatura superficial. La Figura 3 muestra el resultado de conversión de tres ortofotos en tres fechas diferentes. En la Figura 3 también se observa claramente como en general aumenta la temperatura conforme transcurre el tiempo después del riego auxiliar (5 de febrero de 2019).

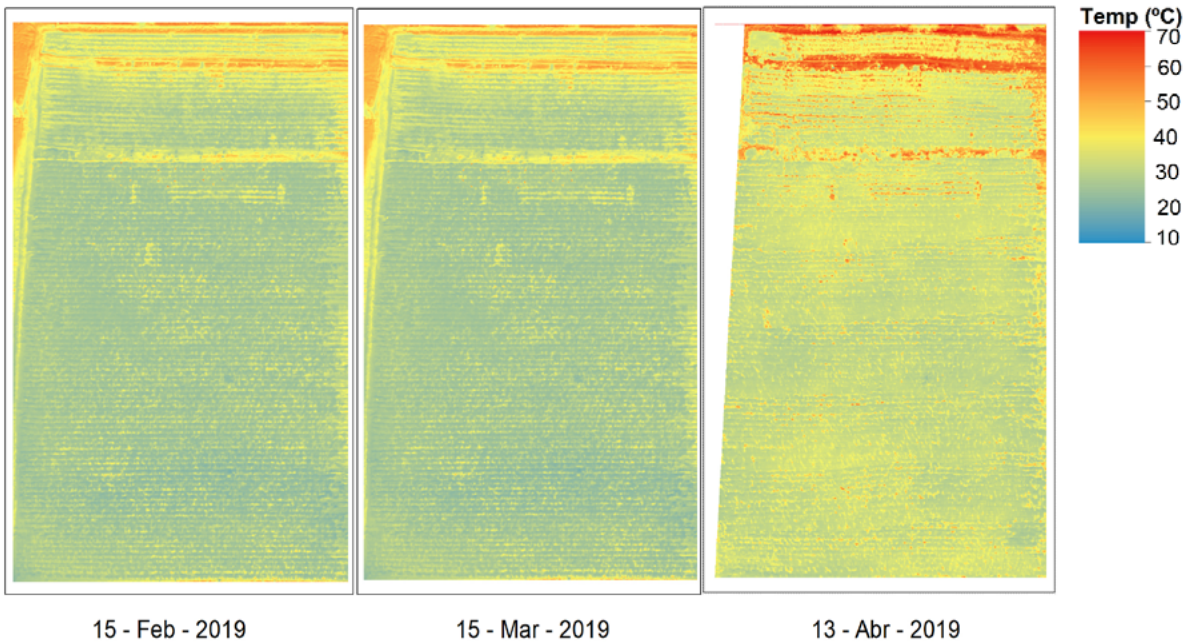



**Figura 3. Mapas de distribución espacial de temperaturas en cultivo de trigo en diferentes fechas durante el ciclo de producción 2018-2019.**

Posterior a ellos se aplicaron ecuaciones de corrección atmosférica (Cuadro 5) con el fin de eliminar la distorsión atmosférica ocasionada por factores como: el viento, humedad relativa y partículas suspendidas en el aire, entre otros.

**Cuadro 5. Ecuaciones de corrección atmosférica por fecha de vuelo.**

| Fecha | Ecuación | $R^2$ |
|---|---|---|
| 15/02/2019 | Y = 0.919X + 2.98 | 0.999 |
| 23/02/2019 | Y = 0.871X + 1.90 | 0.978 |
| 02/03/2019 | Y = 0.815X + 5.97 | 0.982 |
| 15/03/2019 | Y = 0.830X + 9.77 | 0.993 |
| 23/03/2019 | Y = 0.902X + 3.23 | 0.975 |
| 28/03/2019 | Y = 0.871X + 3.84 | 0.977 |
| 13/04/2019 | Y = 0.817X + 11.0 | 0.999 |

Al comparar los valores de temperatura del dosel del cultivo medidos con los radiómetros Apogee y la cámara Flir i5 se logró un coeficiente de determinación ($R^2$) de 0.841 mediante una regresión lineal (Figura 4). Sin embargo, al aplicar las ecuaciones de corrección atmosférica se tiene una disminución en el coeficiente de determinación a 0.74 (Figura 5).

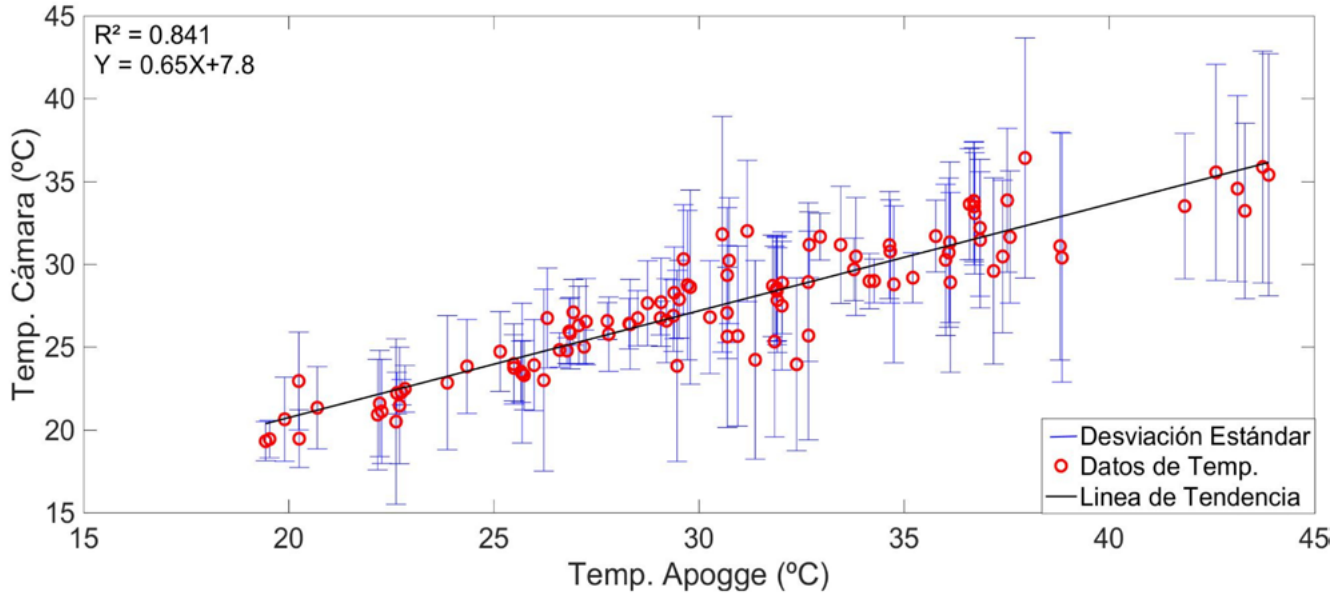



**Figura 4. Comparación entre la temperatura de dosel estimada con la cámara flir vue pro y el radiómetro Apogee SI-111 durante el ciclo 2018-2019.**
Los puntos rojos representan el valor medio en cada Campo de Visión Instantánea (CVI) de los radiómetros Apogee, mientras que las barras representan la desviación estándar de los pixeles encontrados dentro del CVI.

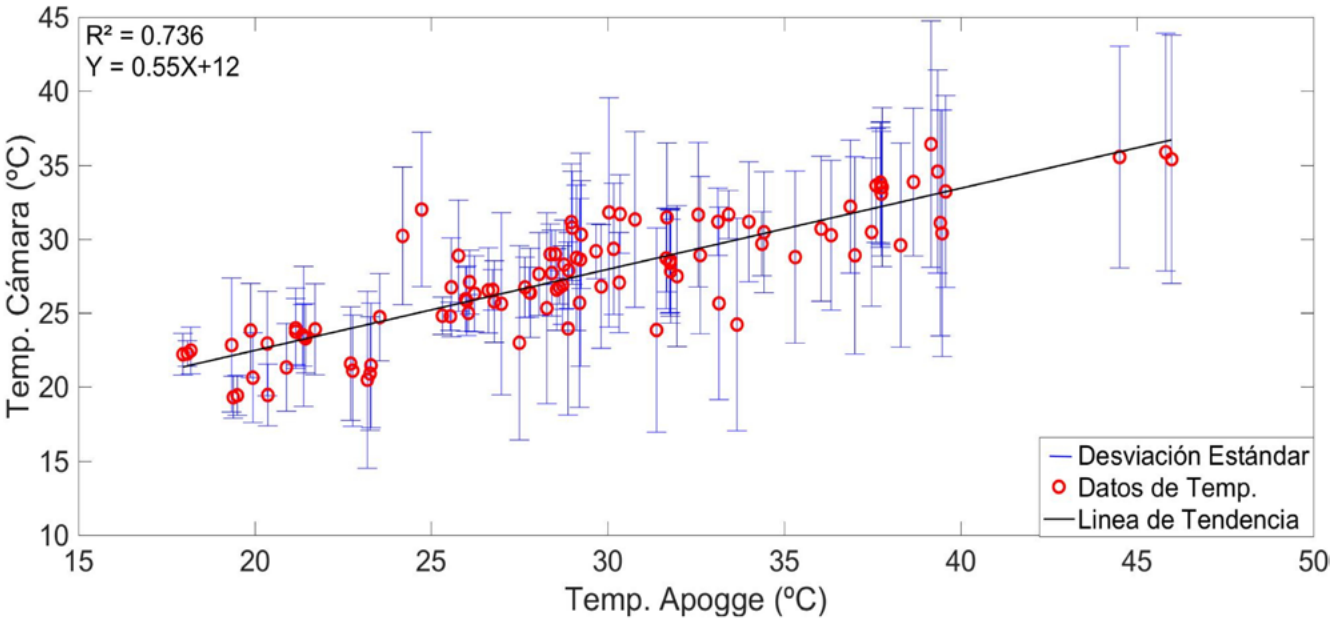



**Figura 5. Comparación entre la temperatura de dosel corregida atmosfericamente de la cámara flir vue pro y el radiómetro Apogee SI-111 durante el ciclo 2018-2019.**
Los puntos rojos representan el valor medio en cada Campo de Visión Instantánea (CVI) de los radiómetros Apogee, mientras que las barras representan la desviación estándar de los pixeles encontrados dentro del CVI.

## Discusión

El proceso de calibración de una cámara térmica es un largo y complejo, y está sujeto al equipo a utilizar. La práctica más común consiste en utilizar cuerpos negros, referencias térmicas y cámaras climáticas con el objetivo de obtener mayor precisión en los resultados (Budzier y Gerlach, 2015). Sin embargo, diversos trabajos previos han realizado calibración de cámaras termales mediante métodos empíricos, con una precisión robusta, y mucho más fácil de realizar (Gómez-Candon *et al*., 2015).

En resultados publicados por Budzier y Gerlach (2015) y Kelly *et al*. (2017) mencionan que la cámara Flir vue pro es sensible a cambios de temperatura hasta en 2ºC, generando desviaciones negativas y positivas de los valores de DN. Coincidiendo con lo obtenido por Kelly *et al*. (2017), se encontró una relación directa entre los numero digitales y la temperatura de los objetos en función a la temperatura de la cámara. Sin embargo, existe diferencias notorias entre los rangos de los DN propuestos en ambas calibraciones y la relación con la temperatura de los objetos. Así mismo, Kelly *et al*. (2017) reporta un descenso a partir de los 34.5 ºC de temperatura de la cámara, a diferencia de los 30 ºC encontrados en este trabajo.

Siguiendo los criterios de Gómez-Candón *et al*. (2016) se lograron obtener valores similares de coeficiente de determinación ($R^2$) en la determinación del modelo de corrección atmosférica entre valores obtenidos mediante imágenes térmicas y valores de campo tomados con un termómetro laser.

Al comparar los valores de temperatura del dosel del cultivo medidos con los radiómetros Apogee y la cámara Flir i5 se logró un coeficiente de determinación ($R^2$) de 0.84 a diferencia de los valores con una corrección atmosférica donde se obtuvo una $R^2$ de 0.74. El desempeño de nuestro modelo empírico de corrección atmosférica es menor en comparación con el obtenido por Torres-Rua (2017).

Las diferencias entre los modelos de corrección atmosférica pueden ser originadas por la variación tanto de locación como temporal de la temperatura superficial dentro de los objetivos o blancos de referencia. En nuestro caso observamos mucha variación interna dependiendo de la localización dentro del objetivo. En general se observó mayor estabilidad en el centro del objetivo de referencia y aumentando la variabilidad conforme nos alejamos a las orillas del objetivo. Esto contrasta enormemente con el trabajo de Torres-Rua (2017) donde utiliza radiadores de cuerpo negro lo cual disminuye drásticamente la emisividad y mantienen una temperatura constante en toda la superficie del objetivo de referencia.

## Conclusión

Este trabajo muestra un método empírico alternativo de calibración de cámaras termales basado en condiciones controladas de laboratorio para realizar su posterior corrección atmosférica también realizado a partir de un modelo empírico generado a partir del uso de objetivos de referencia en el terreno. Para la validación y corroboración de los datos estimados por imágenes aéreas térmicas, se utilizó una red densa de 15 radiómetros distribuidos en una parcela experimental de trigo de 0.5 ha. Seis de ellos, estuvieron instalados en parcelas de calor bajo el efecto de radiadores térmicos para elevar la temperatura hasta 2 grados Celsius por encima de la temperatura ambiental. Esta red, con radiadores incluidos en las parcelas de calor, permitió tener un rango amplio de valores en diferentes etapas fenológicas del desarrollo del trigo. Una vez concluido nuestro trabajo de investigación se llegaron a las siguientes conclusiones.

- La calibración de una cámara termal sin refrigeración y sin el uso de objetos de cuerpo negro para su calibración es un proceso que requiere condiciones controladas de varias variables atmosféricas como la temperatura, viento, humedad relativa y radiación solar.
- Se observó un gradiente de aumento de los números digitales de la cámara Flir VUE 640 conforme aumenta la temperatura ambiental y la temperatura de la carcasa de la cámara. Sien embargo se observa un decremento en los valores al llegar la temperatura ambiental a 30 ºC.
- Se obtuvieron seis modelos empíricos para transformar los números digitales de la cámara flir Vue 640 a temperaturas superficiales en grados Celsius. Cada modelo esta en función de la temperatura ambiental.
- Los modelos de transformación de DN a temperatura tuvieron un buen desempeño cuando se compararon con la red de radiómetros Apogee SI-111. Se obtuvo un coeficiente de

determinación ($R^2$) de 0.84 cuando los valores de temperatura no fueron corregidos atmosféricamente. Sin embargo, al aplicar el modelo empírico de corrección atmosférica el coeficiente de determinación bajo a 0.74 similar a los valores obtenidos por Gómez-Candón *et al.* (2016)

- Definitivamente el ángulo de la toma de las imágenes aéreas tiene un efecto en la variación de la intensidad de la radiación emitida y captada por el sensor térmico. Esto hace que incremente la discrepancia entre los valores captados por la red de radiómetros Apogee y la cámara termal aérea Flir VUE 640.
- Las imágenes térmicas pueden tener bajo contraste al medir áreas con pequeñas variaciones en la temperatura de la superficie. Adicionalmente puede haber contraste pronunciado ocasionado por efectos del vuelo como la velocidad del viento (causado por la aeronave en movimiento) y objetos con mucho contraste aledaños a la ruta de vuelo.

Ese trabajo es de suma importancia para la generación de termografía de alta precisión, ya que la calibración de cámaras termales compactas, representa un reto actual. El presenta trabajo representa un avance en la conversión de los DN a valores de temperaturas en cámaras basados en microbolómetros no refrigerados permitiendo la generación de valores robustos de temperatura superficial que pueden ser empleados en el monitoreo del estado hídrico de los cultivos.

## Agradecimientos

A los proyectos PROFAPI- No 2019-0118, PROFAPI- No 2018-0067, y PRODEP PTC-094 para la realización de este proyecto. El autor principal agradece al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) la otorgación de la beca para estudios de posgrados Nacionales.

## Literatura citada

Budzier, H. and G. Gerlach. 2015. Calibration of uncooled thermal infrared cameras. Sens. Sens. Syst. 4:187-197.

Bustamante-Mejia, J. y R. López-Varona. 2014. Calibración de Cámara Termográfica Fluke TI-32. Scientia Et Technica 19:59-66.

Gómez-Candón, D., N. Virlet, S. Labbé, A. Jolivot and J. L. Regnard. 2016. Field phenotyping of water stress at tree scale by UAV-sensed imagery: new insights for thermal acquisition and calibration. Precision Agriculture 17:786-800.

Gómez-Candón, D., S. Labbé, N. Virlet, A. Jolivot and J. L. Regnard. 2014. High resolution thermal and multispectral UAV imagery for precision assessment of apple tree response to water stress. 2. International Conference on Robotics and associated Hightechnologies and Equipment for Agriculture and Forestry RHEA, May 2014, Madrid, España.

Kelly, J., L. Eklundh and N. Kljun. 2017. Radiometric calibration of a UAV thermal camera. https://juliageographer.files.wordpress.com/2018/02/scientific-report_wiki_julia-kelly.pdf

Minkina, W. and D. Klecha. 2016. Atmospheric transmission coefficient modelling in the infrared for thermovision measurements. Journal of Sensors and Sensor Systems. 5:17-23.

Torres-Rua, A. 2017. Vicarious Calibration of sUAS Microbolometer Temperature Imagery for Estimation of Radiometric Land Surface Temperature. Sensors. 17:1-17.

# 1.16. Dinámica de crecimiento y captura de carbono de *Acacia cochliacantha* en la sucesión secundaria temprana del bosque tropical seco de Sonora

**Vázquez-Martínez A. Sophia**[1]; López-Castro Guillermo[1]; Garatuza-Payan Jaime[1]; Alvarez-Yépiz Juan C. [1]; Sánchez-Mejía Zulia M. [1] y Yépez, Enrico A. [1]

[1]Departamento de Ciencias del Agua y Medio Ambiente, Instituto Tecnológico de Sonora, Calle 5 de febrero 818 sur, Colonia Centro. C.P. 85000. Ciudad Obregón, Sonora. México.
Autor para correspondencia: sophia.vm27@gmail.com

**Resumen**

A pesar de que el bosque tropical seco (BTS) en el estado de Sonora es uno de los mejor conservados del país, los desmontes para agricultura o pastizales y su posterior abandono han llevado al desarrollo de bosques secundarios. A pesar de su importancia en el proceso de regeneración del BTS, se sabe poco sobre la dinámica ecosistémica del BTS secundario y de su capacidad de proveer servicios ecosistémicos. En los BTS secundarios de la reserva Sierra de Álamos-Río Cuchujaqui, el huinolo (*Acacia cochliacantha*) representa 50-70% del valor de importancia relativa. Una de las rutas de recuperación del BTS más comunes en Sonora incluye a *A. cochliacantha* y su estudio nos puede ayudar a entender la recuperación del BTS y su estado de conservación. Por ello se planteó el presente estudio para estimar el contenido de biomasa y carbono en dos años consecutivos (2017-2018), así como la dinámica de crecimiento de una especie dominante (*Acacia cochliacantha*) del BTS secundario. Los resultados muestran que esta especie es capaz de capturar 1.2 Mg C $ha^{-1}$ $año^{-1}$ en un bosque secundario, con un incremento anual, aproximado, de 20%. Además, este crecimiento sucede solo en los meses de julio a octubre.

**Palabras clave**: *bosque tropical seco*; *Reserva de Alamos*; *dinámica de crecimiento.*

**Abstract**

While the tropical dry forest (BTS) in the State of Sonora is one of the best preserved in the country, deforestation for agriculture or pastures, and their subsequent abandonment, have led to the development of secondary forests. Despite its importance in the process of the BTS regeneration, little is known about the ecosystem dynamics of the secondary BTS and its ability to provide ecosystem services. In the secondary BTS located in the reserve of the "Sierra de Álamos-Río Cuchujaqui", the "huinolo" (*Acacia cochliacantha*) represents 50-70% of relative importance. One of the most common recovery routes for the BTS in Sonora includes *A. cochliacantha* and its study can help us in understanding the recovery of the BTS and its conservation stage. Hence, the present study tries to estimate the biomass and carbon content, in two consecutive years (2017-2018), as well as the growth dynamics of a dominant species (*A. cochliacantha*) in the secondary BTS. Results show that this species is able to capture 1.2 Mg C $ha^{-1}$ $year^{-1}$ in a secondary forest, with an annual increase of, approximately, 20%. Moreover, this growth happens only in the months of july to october.

**Key words:** *tropical dry forest*; *Alamos reserve*; *growth dynamics.*

## Introducción

La distribución más norteña del bosque tropical seco (BTS) en América ocurre en el estado de Sonora en México. El BTS de este estado es uno de los mejores conservados del país. Sin embargo, los desmontes

a pequeña y gran escala para la agricultura y el establecimiento de pastizales de zacate buffel para la ganadería han modificado el paisaje del BTS, especialmente en las partes bajas (Búrquez *et al*., 2002; Castellanos-Villegas *et al*., 2010). El abandono de estas tierras ha llevado al desarrollo de bosques secundarios.

Aunque el bosque secundario constituye un estado crítico en el proceso de regeneración natural del BTS se sabe poco sobre su dinámica ecosistémica y su capacidad de proveer servicios ambientales como el almacenamiento de carbono. Comparado con los bosques maduros, los bosques secundarios (de alrededor de 20-30 años) contienen un 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 (*i.e*., menos capacidad de intercambio catiónico, Álvarez-Yépiz *et al*. 2008).

En la reserva Sierra de Álamos-Río Cuchujaqui en el sur de Sonora, el huinolo (*Acacia cochliacantha*) representa 50-70% del valor de importancia relativa de las especies en estos bosques secundarios, los cuales cubren aproximadamente el 14% de la extensión de la reserva (Álvarez-Yépiz *et al*. 2008). El huinolo es una especie leñosa pionera y por lo tanto de rápido crecimiento. Aunque parece ser resistente a la sequía, esta especie es muy sensible a las bajas temperaturas. Por lo tanto, la dominancia de esta especie pionera en bosques secundarios depende en gran medida del régimen de disturbio del BTS (Robichaux y Yetman 2000; Álvarez-Yépiz *et al*. 2008). El estudio de los bosques secundarios y en particular de *A. cochliacantha* nos puede ayudar a entender la recuperación del BTS y su estado de conservación.

Una de las rutas de recuperación del BTS más comunes en Sonora incluye a *A. cochliacantha*. La especie *A. cochliacantha e*s una leguminosa arborescente que en su edad adulta mide aproximadamente 8 m de altura. Es una especie clave en el proceso de sucesión del bosque tropical seco, por lo que se encuentra en el bosque secundario como dominante, pero también en el bosque maduro conservado, aunque en mucha menor abundancia. Su madera es utilizada para leña y es una de las pocas especies que puede competir exitosamente con pastos como zacate buffel en praderas inducidas (Robichaux y Yetman 2000). Es importante, entonces, conocer la dinámica de crecimiento de todas las especies del BTS, particularmente de *A. cochliacantha*, por su importancia en la transición de los bosques secundarios.

El objetivo de este estudio es estimar, a través de ecuaciones alométricas, el contenido de biomasa y carbono en dos años consecutivos (2017-2018), así como la dinámica de crecimiento de una especie dominante (*Acacia cochliacantha*) del BTS en el Área de Protección de Flora y Fauna Sierra de Álamos-Río Cuchujaqui en el sur de Sonora.

## Materiales y Métodos

El trabajo de campo se llevó a cabo en el rancho el Guayabo manejado por Naturaleza y Cultura Internacional (NCI) dentro del Área de Protección de Flora y Fauna Sierra de Álamos-Río Cuchujaqui (APFF-SARC) 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 °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*., 2018). 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)

Para el muestreo, se trazaron 9 transectos de 50 m (Figura 2) donde se consideraron todos los individuos de *A. cochliacantha* cuyo diámetro basal fuera superior a 2.5 cm localizadas dentro del área definida por 1 m a cada lado de una línea de 50 m. Todos los transectos se localizaron en sitios planos alejados de fuentes de agua, en un sitio que sabemos fue abandonado y ha estado libre de perturbaciones antropogénicas desde 2009 (Figura 1).

En los 9 transectos se midieron los diámetros basales y la altura de todos los individuos de *Acacia cochliacantha*. Los levantamientos se realizaron en cuatro ocasiones: en julio, antes de iniciar la temporada de lluvias, y en octubre, una vez que concluyó la temporada de lluvias, tanto en 2017 como en 2018.

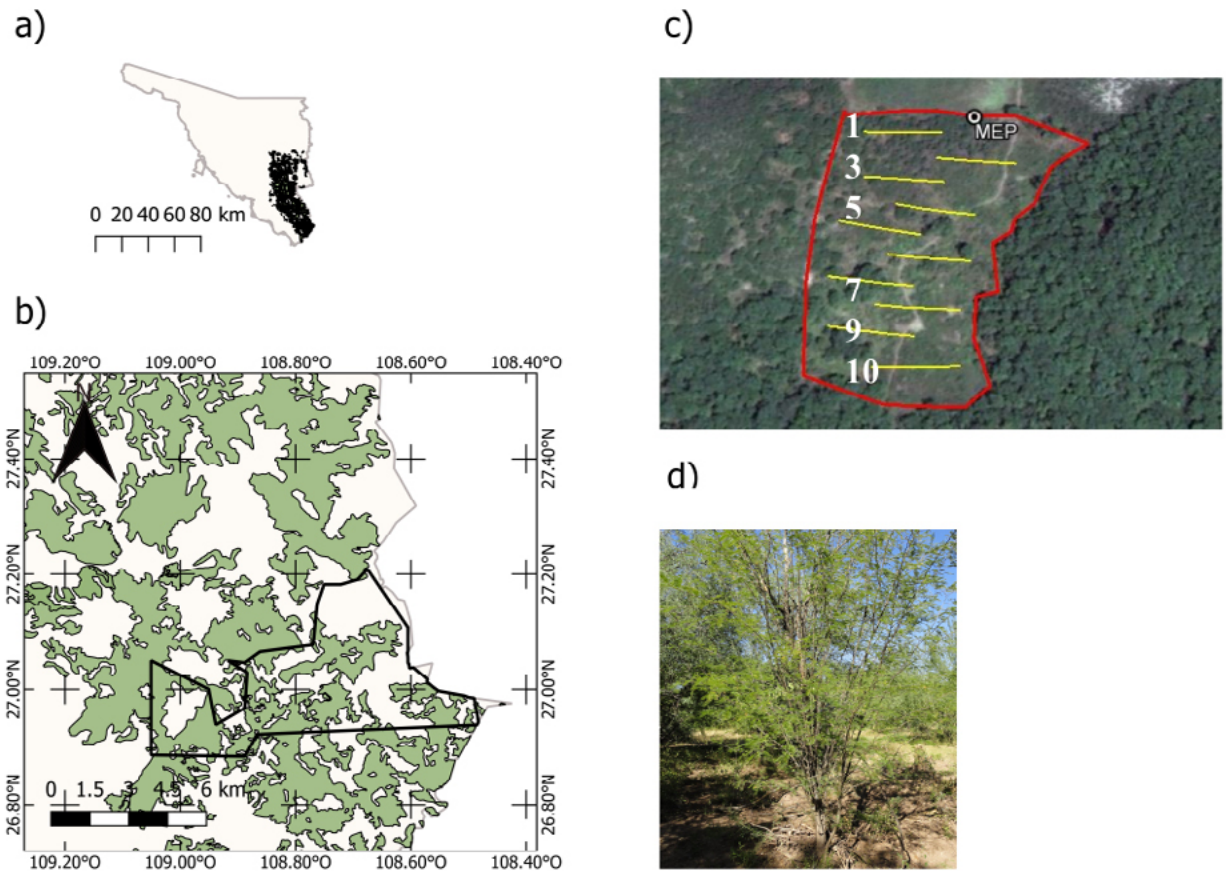



**Figura 1. a) Distribución en el estado de Sonora, México, del bosque tropical seco; b) Área de Protección de Flora y Fauna Sierra de Álamos-Río Cuchujaqui; c) distribución de los transectos en el sitio de muestreo; y d) típica observación de *Acacia cocliacantha* en campo.**

Para calcular la biomasa aérea se utilizó la ecuación propuesta por Navar (2009) generada para individuos que van de 5.2 cm a 22.2 cm de diámetro a la altura de pecho (DAP) para un BTS en Sinaloa, México.

$$B = 0.0841D^{2.41} \qquad \text{(Ec. 1)}$$

donde, B es la biomasa en kg y D es el DAP en cm. En nuestro caso el diámetro basal fue utilizado como D.

Los resultados de biomasa total en cada parcela fueron escalados a kg por ha multiplicando por 100. Finalmente, el contenido de carbono se obtuvo multiplicando la biomasa aérea por 0.5 (IPCC, 2005).

## Resultados

Los diámetros basales medidos en *Acacia cochliacantha* variaron entre 0.97 y 16.67 cm, correspondiendo a 0.08 a 54.13 kg de biomasa por individuo (Cuadro 1). Los diámetros basales incrementaron ligeramente (16%) entre 2017 y 2018, sin embargo, ese crecimiento ocurrió

principalmente entre los meses de julio y octubre (13%), durante la temporada de crecimiento, mientras que entre los meses de octubre a julio del siguiente año solo creció un 3%. Estos incrementos en diámetros basales corresponden a un incremento en biomasa de 44%, en promedio, por individuo durante los dos años.

**Cuadro 1. Diámetros basales medidos (cm) y biomasa (kg) estimada en individuos de *Acacia cochliacantha* dentro del Área de Protección de Flora y Fauna Sierra de Álamos-Río Cuchujaqui en dos años consecutivos.**

| | Diámetro (cm) | | | Biomasa (kg) | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | **mín** | **máx** | **promedio** | **mín** | **máx** | **promedio** |
| Jul-17 | 0.97 | 13.37 | 5.32 | 0.08 | 43.47 | 7.33 |
| Oct-17 | 1.03 | 16.64 | 6.00 | 0.09 | 54.13 | 9.70 |
| Jul-18 | 2.55 | 11.14 | 6.18 | 0.80 | 28.01 | 8.36 |
| Oct-18 | 2.55 | 11.14 | 6.81 | 0.80 | 28.01 | 10.57 |

La Figura 2 muestra las estimaciones de biomasa en cada individuo en julio (eje x) y octubre (eje y) durante los dos años de mediciones: 2017 (azul) y 2018 (rojo). La velocidad de crecimiento muestra una reducción al pasar de 29% en la temporada de 2017 al 21% en la temporada de 2018. El crecimiento en 2018 fue menor que en 2017, a pesar de que la disponibilidad de agua en forma de precipitación fue mayor (48%) en este último año (580 mm en 2017 y 857 mm en 2018). De hecho, 2017 se considera un año relativamente seco ya que la precipitación fue un 25% menor al promedio anual. Esto sugiere que *A. cochliacantha* es una especie de transición por su rápido crecimiento pero que disminuye su potencial de almacenamiento de carbono anual conforme avanza la sucesión.

La biomasa promedio medida, por transecto, fue de 89.2 y 103.55 kg en octubre de 2017 y 2018, respectivamente, lo que corresponde a 4.46 y 5.17 Mg C $ha^{-1}$ para los mismos años (Cuadro 2), para *Acacia cochliacantha* solamente. Álvarez-Yépiz *et al*. (2008) reportaron valores de 9.7 a 13.6 Mg C $ha^{-1}$ pero para un bosque tropical seco secundario con presencia de bajo pastoreo y de 20-30 años de edad en Álamos. Por su parte Salinas-Melgoza *et al*. (2017) encontraron un promedio de 24.31 Mg $ha^{-1}$ en Jalisco, mientras que Poorter *et al*., (2016), en estudios del componente aéreo de biomasa en bosques secundarios encontraron valores de carbono de 17.35 a 34.65 Mg $ha^{-1}$. En estos dos últimos casos los valores corresponden a biomasa aérea, con lo que solo el 50% podría ser considerado como Carbono. Además, en todos estos casos, las mediciones se realizaron para todas las especies del BTS y no para monostands de sucesión secundaria temprana.

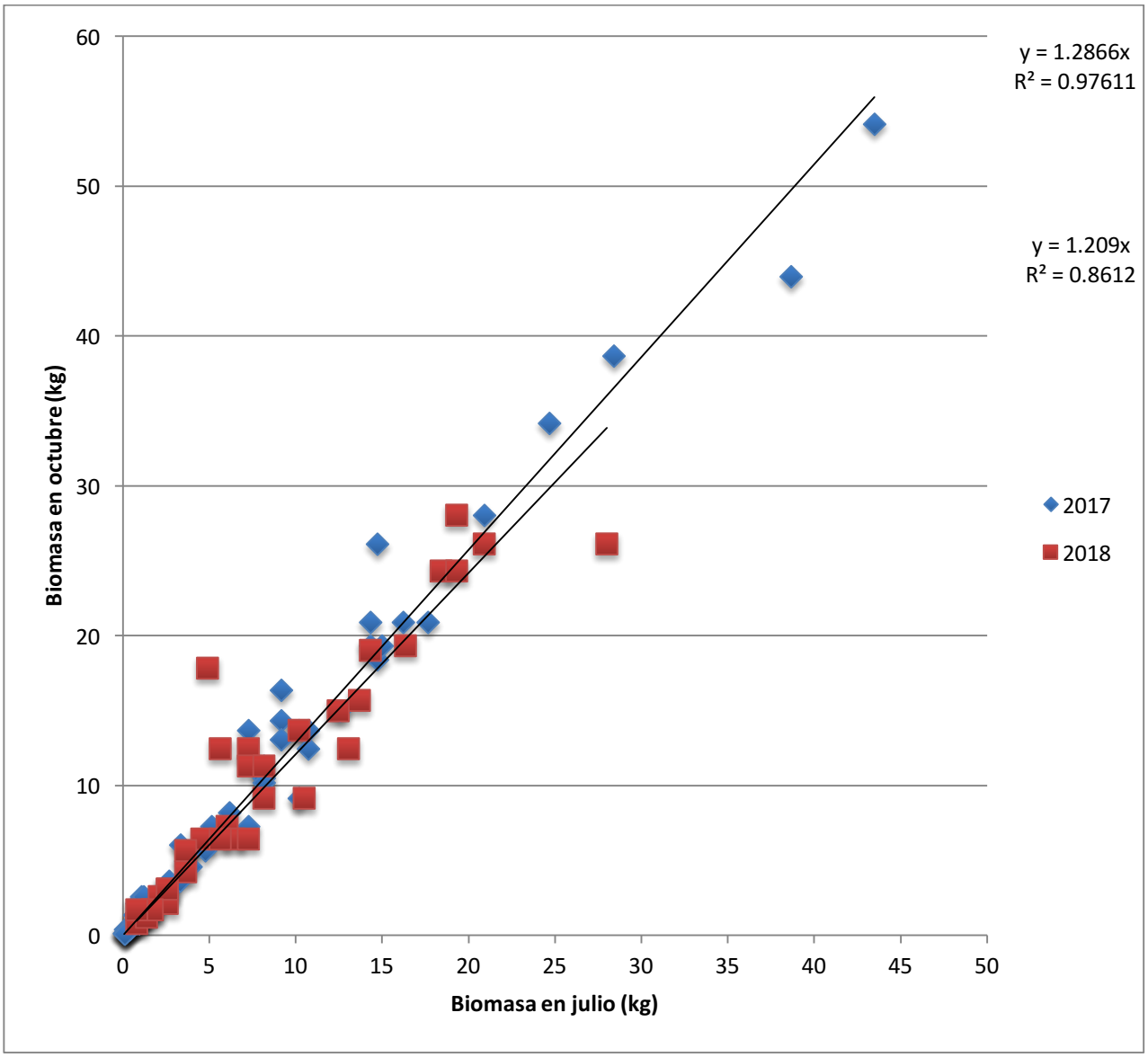



**Figura 2. Estimaciones de biomasa (kg) en cada individuo en julio (eje x) y octubre (eje y) durante los dos años de mediciones: 2017 (azul) y 2018 (rojo).**

En este trabajo se encontró que *Acacia cochliacantha* en Álamos, Sonora, es capaz de capturar, en promedio, 1.2 Mg de C $ha^{-1}$ $año^{-1}$, lo cual muestra que es una especie de crecimiento rápido (Alvarez-Yepiz *et al*., 2008) que puede hacer una aportación significativa al almacenamiento de carbono durante la sucesión secundaria temprana de estos bosques. Estudios a futuro deberán tomar en cuenta si estas tasas de crecimiento y acumulación de C se sostienen en el tiempo o disminuyen durante las transiciones.

**Cuadro 2. Promedio de la biomasa total, carbono y acumulado por año en los 9 transectos de *A. cochliacantha* en el Área de Protección de Flora y Fauna Sierra de Álamos-Río Cuchujaqui.**

| | 2017 | | | 2018 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | **Julio** | **Octubre** | **Acum.** | **Julio** | **Octubre** | **Acum.** |
| Biomasa total por transecto (kg) | 597.2 | 802.9 | | 704.3 | 932 | |
| Biomasa por ha (Mg/ha) | 6.6 | 8.9 | 2.3 | 7.8 | 10.4 | 2.5 |
| C por ha (Mg de C/ha) | 3.1 | 4.1 | 1.1 | 3.6 | 4.8 | 1.2 |

## Conclusiones

La extensión de bosques secundarios tropicales secos ha aumentado en las últimas décadas debido al abandono de actividades agrícolas y ganaderas. Sin embargo, aún se sabe poco sobre su capacidad de proveer servicios ecosistémicos como el almacenamiento de carbono. El monitoreo a largo plazo de estos bosques secundarios ayudará a entender su dinámica de recuperación y los mecanismos de dominancia de especies de leguminosas.

## Agradecimientos

Este trabajo fue posible gracias al apoyo financiero del programa PROFAPI-ITSON para Cuerpos Académicos y al proyecto CONACYT CB-2013-221014. Se agradecen las facilidades de Naturaleza y Cultura Internacional y al Area de Protección de Flora y Fauna Sierra de Alamos Rio Cuchujaqui por los permisos y las facilidades de acceso al sitio de monitoreo.

## 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.

Bojórquez, A, J. C. Álvarez-Yépiz, A. Búrquez and A. Martínez-Yrízar. 2018. Factores topográficos determinantes de la mortandad de árboles inducida por una helada severa en un bosque tropical seco. pp 521-528. En: Paz, F., A. Velázquez y M. Rojo (eds.). 2018. Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2018. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Instituto Técnologico de Sonora. Texcoco, Estado de México, México.

Búrquez, A., M. Miller and A. Martínez-Yrízar. 2002. Mexican Grasslands, Thornscrub and the Transformation of the Sonoran Desert by Invasive Exotic Buffelgrass (*Pennisetum ciliare*). pp. 126-146. *In*: Tellman, B. (ed.). Invasive Species in Sonoran Desert Communities. University of Arizona Press. Tucson, Arizona.

Castellanos-Villegas, A. E., L. C. Bravo, G. W. Koch, J. Llano, D. López, R. Méndez, J. C. Rodríguez, R. Romo, T. D. Sisk y G. Yanes-Arvayo. 2010. Impactos ecológicos por el uso del terreno en el funcionamiento de ecosistemas áridos y semiáridos. pp. 157-186. En: Molina-Freaner, F. E. y T. R. Van Devender (eds.). Diversidad biológica de Sonora. UNAM. México.

IPCC (Intergovermental Panel on Climate Change). 1996. Climate Change 1995. The Suplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. Cambridge University Press. Cambridge.

Návar, J. 2009. Allometric equations and expansion factors for tropical dry forest trees of eastern Sinaloa, Mexico. Trop Subtrop Agroecosyt 10:45-52.

Poorter, L., F. Bongers, T. M. Aide, A. M. Almeyda-Zambrano, P. Balvanera, J. M. Becknell, V. Boukili, P. H. S. Brancalion, E. N. Broadbent, R. L. Chazdon, D. Craven, J. S. De Almeida-Cortez, G. A. L. Cabral, B. H. J. De Jong, J. S. Denslow, D. H. Dent, S. J. DeWalt, J. M. Dupuy, S. M. Durán, M. M. Espírito-Santo, M. C. Fandino, R. G. César, J. S. Hall, J. L. Hernandez-Stefanoni, C. C. Jakovac, A. B. Junqueira, D. Kennard, S. G. Letcher, J. C. Licona, M. Lohbeck, E. Marín-Spiotta, M. Martínez-Ramos, P. Massoca, J. A. Meave, R. Mesquita, F. Mora, R. Munõz, R. Muscarella, Y. R. F. Nunes, S. Ochoa-Gaona, A. A. De Oliveira, E. Orihuela-Belmonte, M. Penã-Claros, E. A. Pérez-Garciá, D. Piotto, J. S. Powers, J. Rodríguez-Velázquez, I. E. Romero-Pérez, J. Ruíz, J. G. Saldarriaga, A. Sanchez-Azofeifa, N. B. Schwartz, M. K. Steininger, N. G. Swenson, M. Toledo, M. Uriarte, M. Van Breugel, H. Van Der Wal, M. D. M. Veloso, H. F. M Vester, A. Vicentini, I. C. G Vieira, T. Vizcarra-Bentos, G. B. Williamson and M. A Rozendaal. Biomass resilience of Neotropical secondary forests. Nature 530:211-214.

Robichaux, R. H. and D. A. Yetman. 2000. The Tropical Deciduous Forest of Alamos: Biodiversity of a Threatened Ecosystem in Mexico. University of Arizona Press. USA.

Salinas-Melgoza, M. A., M. Skutsch, J. C. Lovett and A. Borrego. 2017. Carbon emissions from dryland shifting cultivation: a case study of Mexican tropical dry forest. Silva Fennica 51:1-25.

# 1.17. Evaluación de tres sistemas de cultivo en la acumulación de carbono del suelo y emisiones de $CO_2$ en un Vertisol

**Báez-Pérez Aurelio**[1]; Grageda-Cabrera Oscar Arath[1] y Olivares-Arreola Edgar Adrian[4]

[1]Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP), Campo Experimental Bajío. Carretera Celaya-San Miguel de Allende, km 6.5. Celaya, Guanajuato, México. CP. 38110.
[2]Estudiante del Instituto Tecnológico Nacional de México. Carretera Celaya-Juventino Rosas, km.8.0. C.P. 38110 Celaya, Guanajuato.
Autor para correspondencia: baez.aurelio@inifap.gob.mx

## Resumen

Se efectuó un estudio para evaluar, en un *Vertisol*, la producción agrícola, la acumulación de carbono orgánico del suelo (COS) y las emisiones de $CO_2$. Se estableció un experimento en bloques al azar con tres repeticiones, donde se estudiaron tres sistemas de cultivo: labranza tradicional, incorporación total de los residuos de cosecha en el suelo y agricultura de conservación. Se experimentó también con tres rotaciones de cultivo: maíz-trigo-maíz, frijol-trigo-frijol y maíz-garbanzo-maíz. El ensayo se condujo por tres ciclos de cultivo consecutivos. Se evaluó el pH, el P-extractable Olsen y la acumulación de COS a los 0-10, 10-20 y 20-30 cm de profundidad. Se efectuaron emisiones de $CO_2$ *in situ* mediante un equipo EGM-4 PPsystem. Hubo diferencias significativas ($p<0.05$) en la producción agrícola por efecto de los sistemas de cultivo y las rotaciones. El pH del suelo fue alcalino, alrededor de 8.0, y el P-extractable Olsen fluctuó entre 10 y 14 ppm. La acumulación de COS alcanzó hasta 1.35% en los sistemas de producción con incorporación de residuos de cosecha y el sistema de conservación, aunque este último sólo en los primeros 10 cm de profundidad. Las emisiones de $CO_2$ fueron mínimas cuando la humedad estuvo por debajo del punto de marchitez permanente (PMP) (27%) y elevadas cuando ésta estuvo cerca de la capacidad de campo (CC) (49%). El nivel de emisiones de $CO_2$ fluctuó entre 1.61 y 2.23 g $m^{-2}$ $hr^{-1}$, también aumentó en función del contenido de carbono orgánico en el suelo, es decir que a mayor reserva mayores emisiones.

**Palabras clave:** *carbono orgánico del suelo*; *sistemas de cultivo*; *gases de efecto invernadero.*

## Abstract

A study was carried out to evaluate, in a *Vertisol*, the agricultural production, the accumulation of organic carbon of the soil (SOC) and the $CO_2$ emissions. A randomized block experiment with three replications was established, where three farming systems were studied: traditional tillage, total incorporation of crop residues in the soil and conservation agriculture. It was also experimented with three crop rotations: corn-wheat-corn, bean-wheat-bean and corn-chickpea-corn. The test was conducted by three consecutive cultivation cycles. The pH, the P-extractable Olsen and the accumulation of COS at 0-10, 10-20 and 20-30 cm depth were evaluated. $CO_2$ emissions were made on site using an EGM-4 PPsystem device. There were significant differences ($p <0.05$) in agricultural production due to the effect of cropping systems and rotations. The pH of the soil was alkaline, around 8.0, and the P-extractable Olsen fluctuated between 10 and 14 ppm. The accumulation of COS reached up to 1.35% in production systems with incorporation of crop residues and the conservation system, although the latter only in the first 10 cm of depth. $CO_2$ emissions were minimal when the humidity was below the point of permanent wilting (PMP) (27%) and high when it was close to the field capacity (CC) (49%). The level of $CO_2$ emissions fluctuated between 1.61 and 2.23 g $m^{-2}$ $hr^{-1}$, also increased according to the organic carbon content in the soil, that is to say, the higher the reserve the greater the emissions.

**Key words:** *organic soil carbon*; *cropping systems*; *greenhouse gases.*

## Introducción

El Bajío es una de las principales zonas agrícolas del país. Los vertisoles se encuentran entre los suelos que tienen mayor potencial para producción agrícola; sin embargo, el deterioro físico, químico y biológicos que éstos presentan actualmente, por las prácticas de agricultura intensiva y la escasa incorporación de materia orgánica, han ocasionado una drástica disminución en su fertilidad, generando con ello una fuerte repercusión en la rentabilidad para la producción de granos básicos y otros cultivos. (SEMARNAT, 2012; Báez-Pérez, 2012). Esta problemática, del deterioro de los suelos y uso excesivo de fertilizantes químicos, contribuye con las emisiones de $CO_2$ y $N_2O$, que aporta el sector agrícola en México, el cual se considera la cuarta causa de emisiones gases de efecto invernadero (14%) (Saynes-Santillán *et al*., 2016). Las labores la labranza implican el rompimiento constante de los agregados del suelo, unidades fundamentales de su estructura, y expone el COS, protegida al interior, a los procesos de intemperismo físico que acelera su mineralización y al ataque de microorganismos. Es por ello que las excesivas prácticas de labranza han contribuido a reducir el contenido de materia orgánica (MO) en los suelos del Bajío, de 2.6 a 0.6%, en los últimos 30 años, y el incremento de las dosis de fertilización química en cereales, de 150 a 320 kg $ha^{-1}$. (Fregoso-Tirado, 2008). Lo anterior implica un incremento importante en los costos de producción, que aunado al agotamiento de los recursos hídricos, han forzado a algunos productores de la región a explorar la adopción de alternativas tecnológicas, como las prácticas de agricultura de conservación, para reducir los costos, mejorar la eficiencia del uso del agua y mejorar la fertilidad de los suelos (Fregoso-Tirado, 2008).

El COS es un indicador de calidad, que influye de manera importante en su fertilidad. Sin embargo, el nivel de acumulación está determinadas por la interacción de factores climáticos, edáficos, biológicos y de manejo agronómico, que interactúan de manera compleja entre sí (Sauerbeck, 2001). La implementación de las prácticas de agricultura de conservación, que implica las mínimas labores de labranza, uso de residuos de cosecha en la superficie del suelo y rotación de cultivos, implica una reducción en la perturbación física del suelo y una cubierta protectora del mismo. En este estudio se pretende evaluara diferentes sistemas de cultivo y rotación de cultivos, que permitan aumentar la productividad agrícola, aumentar las reservas orgánicas del suelo, y mejorar con ello su fertilidad, y reducir la emisión de gases de efecto invernadero, en especial dióxido de carbono.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El estudio se llevó a cabo en el Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP), Campo Experimental Bajío, Celaya, Guanajuato, el cual se ubica a los 20º 35’ 18.2” LN y 100º 49’ 34” LO. Se encuentra a 1706 m de altitud. El clima de la región, según García (1987), es BS1hw(W)(e)q. La temperatura media anual es de 20.6 ºC y la precipitación media anual de 597 mm. El tipo de suelo del campo experimental corresponde según la clasificación de la USDA a un *Vertisol pelico*.

### *Metodología*

Se estableció un experimento entre 2013 y 2014 para evaluar el efecto los siguientes factores de estudio: tres sistemas de cultivo: (1) Labranza convencional con retiro de los residuos de cosecha, (2) incorporación de todos los residuos de cosecha (3) agricultura de conservación con todos los residuos de cosecha en la superficie del suelo. Al mismo tiempo se avaluaron tres rotaciones de cultivo durante los

ciclos primavera-verano y otoño-invierno: (a) maíz-trigo-maíz, (b) frijol-trigo-frijol y (c) maíz-garbanzo-maíz. La descripción de los tratamientos se presenta en el Cuadro 1. El primer ciclo de cultivo se estableció en primavera-verano de 2013. El terreno se preparó de manera convencional y se cultivó maíz y frijol en los tratamientos correspondientes. El segundo ciclo de cultivo se efectuó en otoño-invierno 2013-2014 y cultivó trigo y garbanzo en los tratamientos correspondientes. Por último, en el ciclo primavera-verano 2014 se estableció, al igual en 2013, maíz y frijol. Se registraron las temperaturas máximas y mínimas diariamente y las precipitaciones mediante una estación meteorológica automatizada ubicada en el campo experimental.

Se recolectaron muestras de suelo compuestas por 15 submuestras cada una, antes del establecimiento del ensayo y al finalizar cada ciclo de cultivo, a los 0-10, 10-20 y 20-30 cm de profundidad. Se analizaron los siguientes parámetros: pH, COS y P extractable Olsen. Las misiones de $CO_2$ se evaluaron mediante un sensor infrarrojo EGM4 PPsystem, el cual cuenta con una cámara especial para detectar *in situ* las emisiones de este gas. Se registran de manera aleatoria 10 puntos de medición en cada tratamiento. Se registraron datos con frecuencia de una a dos mediciones por semana. Simultáneamente están efectuaron mediciones de humedad gravimétrica de 0 a 15 cm de profundidad. El diseño experimental que se empleó fue un factorial 3 x 3 con arreglo en bloques al azar y tres repeticiones.

**Cuadro 1. Descripción de tratamientos.**

| Tratamientos | Sistema de cultivo | Rotación de cultivo |
|---|---|---|
| 1 | Labranza convencional | Maíz-Trigo-Maíz |
| 2 | Incorporación total de esquilmos | Maíz-Trigo-Maíz |
| 3 | Agricultura de cnservación | Maíz-Trigo-Maíz |
| 4 | Labranza convencional | Frijol-Trigo-Frijol |
| 5 | Incorporación total de esquilmos | Frijol-Trigo-Frijol |
| 6 | Agricultura de cnservación | Frijol-Trigo-Frijol |
| 7 | Labranza convencional | Maíz-Garbanzo-Maíz |
| 8 | Incorporación total de esquilmos | Maíz-Garbanzo-Maíz |
| 9 | Agricultura de cnservación | Maiz-Garbnazo-Maíz |

## Resultados y Discusión

### *Condiciones meteorológicas*

Las temperaturas medias y volumen de precipitación durante 2013 y 2014, en el sitio de estudio, fueron diferentes, especialmente en cuanto al volumen y distribución de las precipitaciones. (Figura 1). En el primero hubo 515.5 mm de lluvia, mientras que el siguiente año cayeron sólo 466 mm. Los meses más calurosos, en ambos años, fueron mayo y junio con temperaturas medias mensuales superiores a 20 ºC.

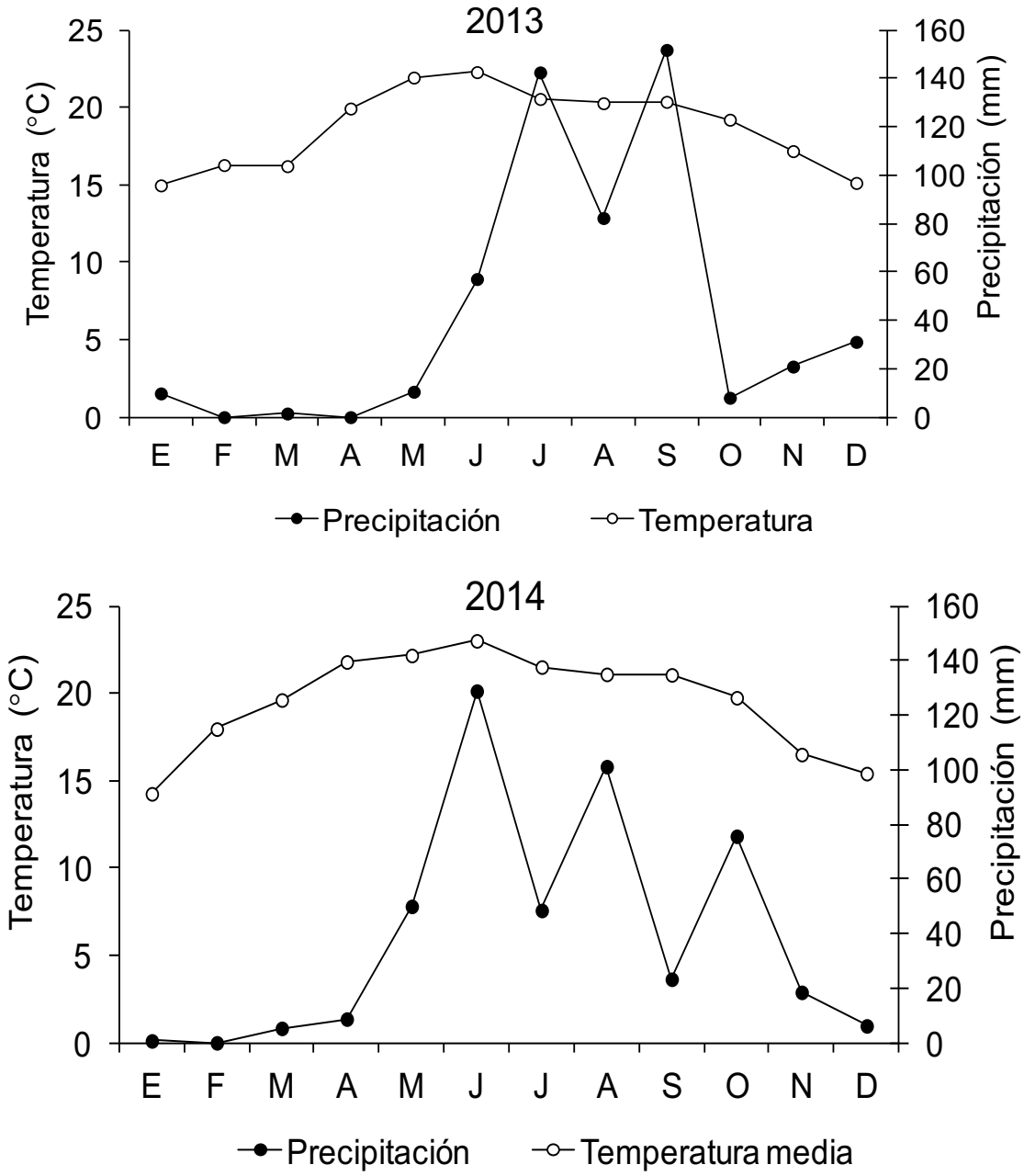



**Figura 1. Climogramas 2013 y 2014. Campo Experimental Bajío, Celaya, Guanajuato.**

*Resultados agronómicos*

Hubo diferencias significativas ($p<0.05$) en la producción de agrícola de los cultivos por efecto de los factores de primer orden y también por la interacción de ambos. El rendimiento de maíz tuvo fue mayor en el sistema de agricultura de conservación, con las rotaciones maíz-trigo-maíz y maíz-garbanzo-maíz, donde fue 15 y 19% mayor, respecto al sistemas de producción tradicional e incorporación de residuos de cosecha, después de tres ciclos continuos de cultivo (Figura 2).

En el caso de trigo, el mayor rendimiento de grano se obtuvo en el sistema de cultivo tradicional, en ambas rotaciones. Por otra parte, la mayor producción de frijol (3 t $ha^{-1}$) se obtuvo en el sistema de conservación, y fue el doble con respecto a los otros sistemas de cultivo. La producción de garbanzo, que se cultivó en otoño-invierno fue mínima en los tres sistemas de cultivo, porque hubo problemas por la

incidencia de enfermedades. Diversos estudios muestran las bondades de las prácticas de agricultura de conservación en la productividad de maíz y frijol (Govaerst *et al*., 2006; Martínez-Gamiño *et al*., 2014).

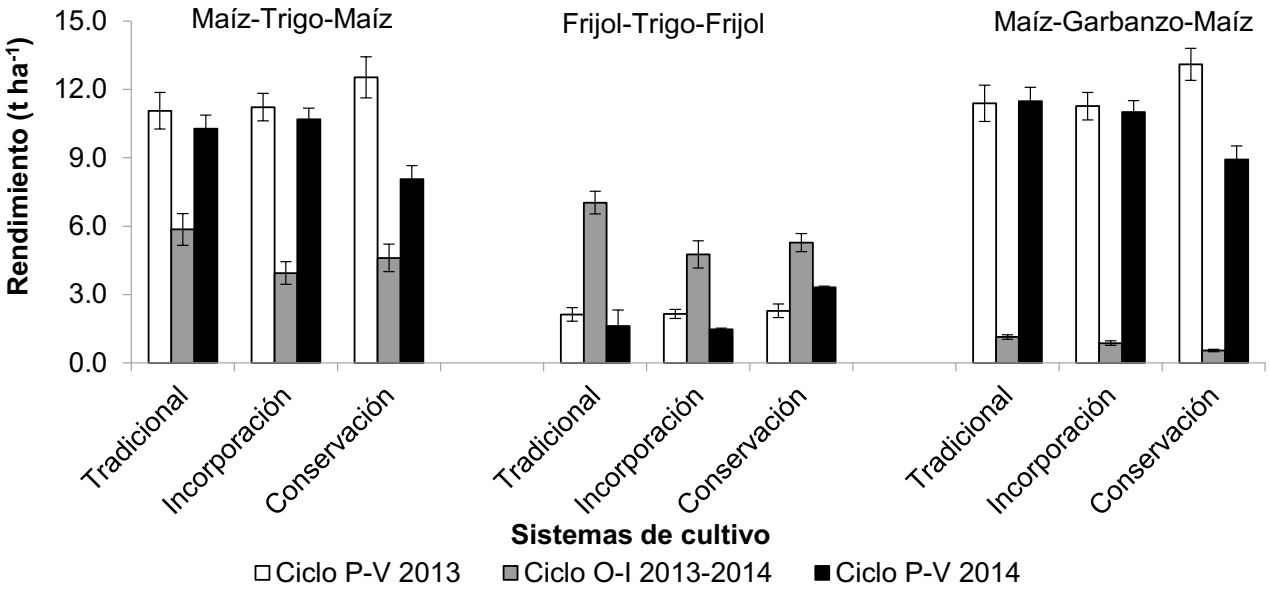



**Figura 2. Rendimiento de grano por sistema de producción y rotación de cultivos.**

*Análisis del suelo*

Los resultados del análisis de los suelos mostraron algunas tendencias de cambio en los parámetros evaluados, por efecto de los sistemas de cultivo (Cuadro 2). Se observó que el pH tendió a disminuir ligeramente, principalmente en el estrato de 0-10 cm de profundidad, en el sistema de cultivo con incorporación de residuos de cosecha. Al respecto Galeana-de Cruz *et al*. (1999) mencionan que la 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 proceso. La mineralización de la MO implica una actividad intensa de los microorganismos del suelo, y durante el proceso de humificación se producen ácidos orgánicos que reaccionan con la fracción mineral del suelo. La problemática de la degradación química de los suelos en el Bajío es ocasionada, en parte, por la acumulación de sales provenientes del uso excesivo uso de fertilizantes químicos y de las aguas de riego, con altas concentraciones de sodio. Por tanto, la adición e incorporación continua de MO en el suelo es una alternativa viable reducir, en parte, problemas de altas concentraciones de sales.

Los resultados de COS mostraron cierta heterogeneidad; sin embargo, se observó un ligero incremento en los tratamientos con incorporación de residuos de cosecha (4, 5 y 6) y el estrato de 0 a 10 cm de profundidad de los tratamientos con prácticas de agricultura de conservación (7, 8 y 9) (Cuadro 2). Se estimó que los cultivos de leguminosas aportaron alrededor de 12.7 t $ha^{-1}$ de residuos de cosecha durante los tres ciclos de cultivo, 20 t $ha^{-1}$ de esquilmos de trigo y 35 t $ha^{-1}$ a maíz. Esta cantidad material vegetal necesariamente influyó en la acumulación de reservas orgánicas del suelo en estos sistemas de cultivo. No se observó acumulación de COS en los sistemas de manejo tradicional. Por otra parte, los resultados del fósforo extractable Olsen no mostraron alguna tendencia de acumulación por efecto de los sistemas de cultivo y las distintas rotaciones. Sin embargo, el contenido de este elemento en el suelo fue alto. Las constantes aplicaciones de fertilizantes fosfatados a los cultivos proporcionan reservas disponibles para ciclos subsecuentes, considerando el P es un elemento inmóvil en el suelo.

*Emisiones de $CO_2$*

Los resultados semanales de emisiones de $CO_2$ del suelo, que se registraron a partir del verano 2013 y hasta el verano de 2014, mostraron que hubo una estrecha relacionado con la humedad del suelo ($R^2$=0.89). El sistema de conservación, con residuos de cosecha permanentes en la superficie del suelo, tuvo mayor retención de humedad en los primeros 15 cm de profundidad. Se estimó que almacenó más de 40% de humedad gravimetrica durante los días más lluviosos, o después de aplicar los riegos, y fue 25% mayor con respecto al sistema de cultivo tradicional. Las emisiones de $CO_2$ fluctuaron entre 0.11 y 2.24 g $m^{-2}$ $hr^{-1}$ (Figura 3). Las más bajas ocurrieron cuando el suelo estaba más seco y viceversa. Por lo tanto, el flujo de $CO_2$ aumentó o disminuyó de acuerdo al patrón de distribución de las lluvias o aplicaciones de los riegos. Las emisiones de este gas también fueron influenciadas por la cantidad de residuos de cosecha presentes en el suelo, que determinó el nivel de actividad biológica. La tendencia general evidenció que las emisiones de $CO_2$ aumentaron a medida que la concentración de COS fue mayor.

**Cuadro 2. Resultados de análisis de suelo. Campo Experimental Bajío.**

| Trat. | Bloque | Prof. | Sistema Cultivo | Rotación de Cultivo | Año 0 | P-V 2013 | O-I 2013-2014 | P-V 2014 | Año 0 | P-V 2013 | O-I 2013-2014 | P-V 2014 | Año 0 | P-V 2013 | O-I 2013-2014 | P-V 2014 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | pH (%) | | | | Carbono orgánico (%) | | | | P-Olsen (%) | | | |
| 1 | 1 | 0-10 | Tradicional | Maíz-Trigo-Maíz | 8.0 | 8.1 | 8.1 | 8.0 | 1.15 | 1.13 | 1.14 | 1.10 | 11.4 | 12.7 | 13.1 | 13.5 |
| | | 10-20 | “ | “ | 7.8 | 7.9 | 7.9 | 8.0 | 1.07 | 1.13 | 1.14 | 1.10 | 12.9 | 14.3 | 14.8 | 14.7 |
| | | 20-30 | “ | “ | 8.3 | 8.2 | 8.3 | 7.9 | 0.90 | 1.02 | 1.10 | 0.92 | 10.8 | 12.0 | 12.4 | 13.0 |
| 2 | 2 | 0-10 | Incorporación | “ | 8.0 | 7.9 | 8.0 | 7.8 | 1.14 | 1.12 | 1.28 | 1.23 | 11.4 | 12.7 | 13.1 | 13.7 |
| | | 10-20 | “ | “ | 7.8 | 7.7 | 7.7 | 7.9 | 1.11 | 1.12 | 1.36 | 1.35 | 12.9 | 14.3 | 14.8 | 15.1 |
| | | 20-30 | “ | “ | 8.3 | 8.2 | 8.2 | 7.9 | 1.10 | 1.04 | 1.28 | 1.35 | 10.8 | 12.0 | 12.4 | 13.2 |
| 3 | 3 | 0-10 | Conservación | “ | 8.0 | 7.9 | 7.9 | 7.6 | 1.14 | 1.12 | 1.26 | 1.36 | 11.4 | 12.7 | 13.1 | 14.4 |
| | | 10-20 | “ | “ | 7.8 | 7.7 | 7.7 | 7.8 | 1.11 | 1.12 | 1.17 | 1.20 | 12.9 | 14.3 | 14.8 | 16.0 |
| | | 20-30 | “ | “ | 8.3 | 8.2 | 8.2 | 8.0 | 1.13 | 1.03 | 1.11 | 1.20 | 10.8 | 12.0 | 12.4 | 12.9 |
| 4 | 1 | 0-10 | Tradicional | Frijol-Trigo-Frijol | 8.0 | 7.9 | 7.9 | 7.9 | 0.93 | 1.14 | 1.10 | 1.12 | 11.6 | 12.9 | 13.4 | 14.1 |
| | | 10-20 | “ | “ | 7.8 | 8.0 | 7.9 | 7.9 | 0.97 | 1.11 | 1.12 | 1.14 | 13.1 | 14.5 | 15.0 | 15.4 |
| | | 20-30 | “ | “ | 8.0 | 8.0 | 8.0 | 8.0 | 1.02 | 1.13 | 1.17 | 0.97 | 9.6 | 10.6 | 11.0 | 11.7 |
| 5 | 2 | 0-10 | Incorporación | “ | 8.4 | 8.0 | 7.9 | 7.8 | 0.96 | 1.02 | 1.32 | 1.35 | 11.6 | 12.9 | 13.4 | 14.6 |
| | | 10-20 | “ | “ | 8.3 | 7.9 | 7.7 | 7.7 | 1.13 | 1.17 | 1.32 | 1.38 | 13.1 | 14.5 | 15.0 | 15.7 |
| | | 20-30 | “ | “ | 8.2 | 8.0 | 7.9 | 7.8 | 0.97 | 1.12 | 1.11 | 1.15 | 9.6 | 10.6 | 11.0 | 11.8 |
| 6 | 3 | 0-10 | Conservación | “ | 8.2 | 8.0 | 7.9 | 7.7 | 1.13 | 1.07 | 1.36 | 1.31 | 11.6 | 12.9 | 13.4 | 14.7 |
| | | 10-20 | “ | “ | 8.2 | 7.9 | 7.7 | 7.7 | 1.11 | 1.10 | 1.15 | 1.39 | 13.1 | 14.5 | 15.0 | 15.6 |
| | | 20-30 | “ | “ | 8.2 | 8.0 | 7.9 | 7.9 | 1.04 | 0.95 | 1.10 | 1.22 | 9.6 | 10.6 | 11.0 | 12.5 |
| 7 | 1 | 0-10 | Tradicional | Maíz–Garbanzo-Maíz | 8.0 | 8.0 | 8.0 | 8.0 | 1.02 | 0.78 | 1.17 | 0.99 | 10.2 | 11.3 | 11.7 | 12.6 |
| | | 10-20 | “ | “ | 7.9 | 7.9 | 8.0 | 8.0 | 1.11 | 1.09 | 1.11 | 1.11 | 11.8 | 13.1 | 13.6 | 13.9 |
| | | 20-30 | “ | “ | 8.1 | 8.0 | 8.0 | 8.1 | 0.95 | 1.01 | 1.19 | 1.17 | 9.0 | 10.0 | 10.4 | 11.2 |
| 8 | 2 | 0-10 | Incorporación | “ | 8.0 | 8.0 | 7.9 | 7.7 | 1.10 | 1.07 | 1.24 | 1.31 | 10.2 | 11.3 | 11.7 | 14.3 |
| | | 10-20 | “ | “ | 7.9 | 8.0 | 7.9 | 7.9 | 1.06 | 1.26 | 1.32 | 1.36 | 11.8 | 13.1 | 13.6 | 14.3 |
| | | 20-30 | “ | “ | 8.1 | 8.0 | 7.9 | 7.9 | 1.04 | 1.39 | 1.36 | 1.38 | 9.0 | 10.0 | 10.4 | 10.3 |
| 9 | 3 | 0-10 | Conservación | “ | 8.0 | 7.9 | 7.9 | 7.6 | 1.11 | 1.11 | 1.36 | 1.36 | 10.2 | 11.3 | 11.7 | 12.1 |
| | | 10-20 | “ | “ | 7.9 | 7.8 | 7.8 | 8.0 | 0.93 | 0.99 | 1.14 | 1.12 | 11.8 | 13.1 | 13.6 | 14.0 |
| | | 20-30 | “ | “ | 8.1 | 8.0 | 7.9 | 7.9 | 0.99 | 1.17 | 1.21 | 1.20 | 9.0 | 10.0 | 10.4 | 12.1 |

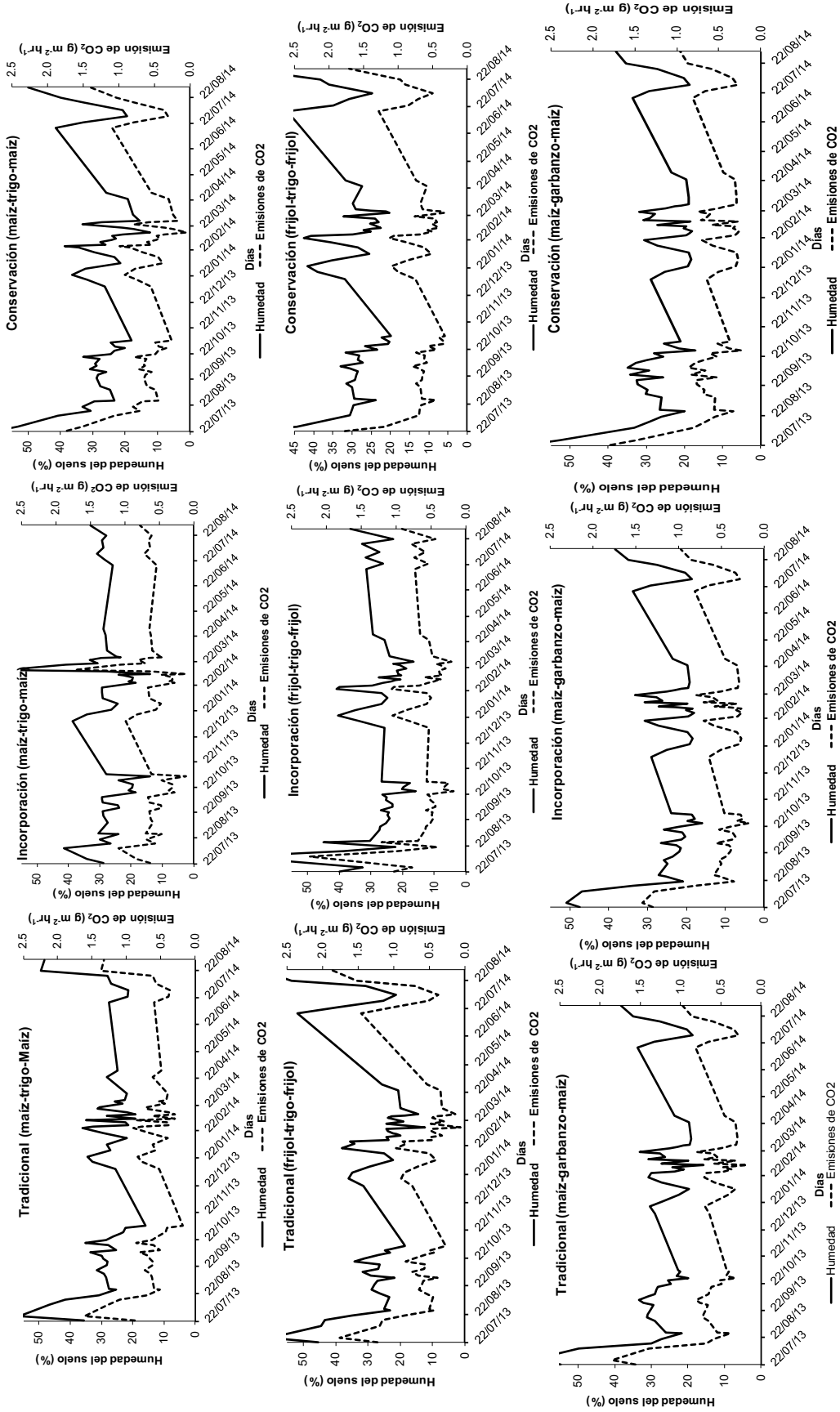



**Figura 3. Emisiones de $CO_2$ en los diferentes sistemas de cultivo de julio de 2013 a agosto de 2014. Campo Experimental Bajío.**

Con base en lo anterior, a nivel de sistemas de cultivo, las emisiones de $CO_2$ tuvieron los picos más altos en los tratamientos con incorporación de residuos de cosecha y prácticas de conservación. Lo anterior se relacionó con la cantidad de residuos de cosecha, la cual es materia orgánica que es potencialmente mineralizable. La oxidación del carbono en el suelo, tanto en los ecosistemas naturales como en los sistemas agrícolas, es constante y para lograr un incremento, por mínimo que sea, es necesario que los ingresos sean mayores que las pérdidas (Lal, 2004). El retiro de los residuos de cosecha sin duda limita la acumulación de COS en los sistemas tradicionales y las emisiones también disminuyen (Figura 3). Por otro lado, la incorporación de los residuos de cosecha en el suelo aumenta significativamente la actividad biológica en el mismo, y también las emisiones de $CO_2$; sin embargo, no necesariamente aumenta las reservas orgánicas significativamente. Lograr que la tasa de acumulación de COS en estos suelos sea mayor que la tasa de pérdida del mismo, requiere de otras estrategias adicionales a la incorporación de residuos orgánicos. Los sistemas de conservación, el empleo cultivos de amplia cobertura vegetal y las obras de conservación de suelo ofrecen una alternativa para disminuir las pérdidas de carbono por mineralización y erosión.

Al relacionar la TEC con el contenido de humedad en el suelo se observó una estrecha correlación (R2=0.89) (Figura 4). Este comportamiento en el flujo de $CO_2$ es semejante al que ocurre en los suelos volcánicos de México, el cual ha sido descrito por Báez-Pérez (2008). El flujo de este gas depende de la humedad porque la actividad microbiana, encargada de la degradación de la materia orgánica del suelo, depende también humedad y temperatura.

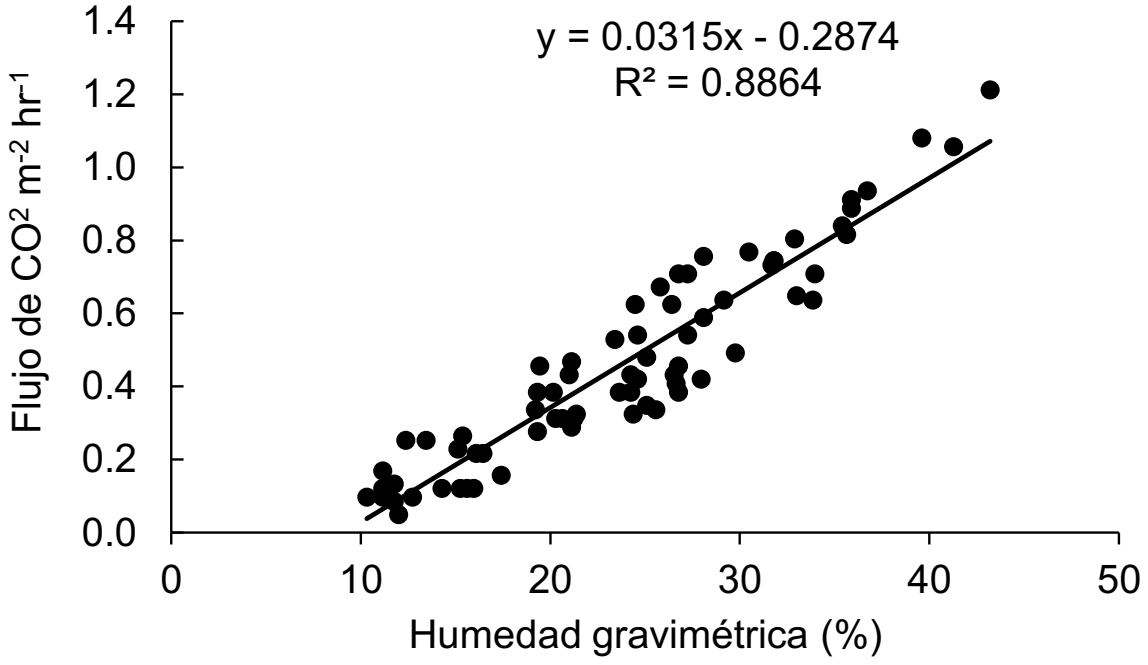



**Figura 4. Relación entre flujo de $CO_2$ y el contenido de humedad en el suelo.**

De acuerdo con la curva característica de humedad correspondiente al suelo vertisol pelico, en el cual que se llevó a cabo el presente estudio, el rango de humedad que hubo entre la capacidad de campo (49%) y el punto de marchitez permanente (27%) fue de 22% (Báez-Pérez *et al*., 2012). Lo anterior corresponde a la humedad aprovechable disponen, en los primeros 15 cm de profundidad, que puede almacenar el suelo para la disponibilidad de las plantas (Figura 5). Las emisiones de $CO_2$ fueron mínimas cuando la humedad del suelo estuvo por debajo del PMP y viceversa cuando la humedad del suelo estuvo cerca de la CC. El nivel de emisiones de este gas, de acuerdo con los registros que se efectuaron a lo largo de tres

ciclos de cultivo, para los diferentes sistemas de cultivos, fluctuó también en función de contenido de carbono orgánico contenido en el suelo. Es decir, que a mayor reserva de este elemento mayor potencial de emisión de $CO_2$. En el sistema de labranza tradicional, con rotación de maíz-trigo-maíz, que es el tratamiento testigo, tuvo una emisión pico de 1.5 g $m^{-2}$ $h^{-1}$ de $CO_2$, con una humedad superior a la capacidad de campo, mientras que con una la humedad a nivel del PMP, el flujo de este gas fue de aproximadamente de 0.8 g $m^{-2}$ $h^{-1}$. En contraste, el sistema de cultivo con prácticas de agricultura de conservación, con rotación frijol-trigo-frijol, las emisiones al alcanzaron hasta 2.24 g $m^{-2}$ $h^{-1}$, lo cual se explica por una mayor cantidad de materia orgánica en descomposición.

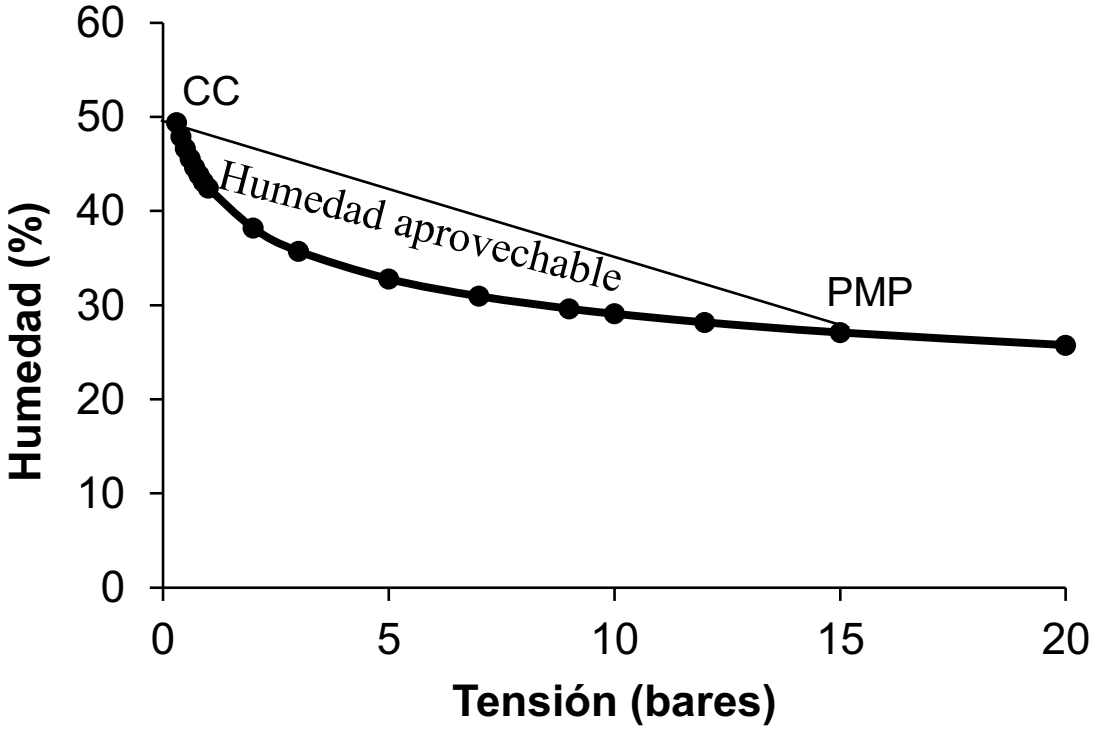



**Figura 5. Curva característica de retención de humedad del suelo vertisol. CC: capacidad de campo, PMP: punto de marchitez permanente.**

## Conclusiones

La producción de maíz y frijol fue mayor en el sistema de agricultura de conservación, no así el garbanzo, que fue susceptible al exceso de humedad. A nivel de las características del suelo, el pH experimento una ligera disminución (8.1 a 7.8 en promedio) en el sistema con incorporación de los residuos de cosecha y en el estrato de 0 a 10 cm de profundidad en el sistema de conservación. El COS se incrementó ligeramente en este último, donde el suelo también conservó mayor humedad y al mismo tiempo se detectaron las mayores emisiones de $CO_2$, hasta 2.24 g $m^{-2}$ $hr^{-1}$ con el suelo estaba saturado. En contraste el sistema tradicional las emisiones de $CO_2$ 1.5 g $m^{-2}$ $hr^{-1}$ en las mismas condiciones.

## Agradecimientos

Al Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias, por el apoyo económico para la realización de este estudio.

## Literatura citada

Báez-Pérez, A., J. M. Arreola-Tostado1, B. Triomphe, A. Bautista-Cruz y P. J. Licea-Morales. 2012. Implementación de la siembra directa para producción de cebada maltera en el estado de Guanajuato. Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas 3:1509-1519.

Fregoso-Tirado, L. E. 2008. Cambios en las características químicas y microbiológicas de un vertisol inducidos por sistemas de labranza de conservación. Terra Latinoamericana 26: 161-170.

Galeana-de la Cruz, M., A. Trinidad-Santos, N. E. García-Calderón y D. Flores-Román. 1999. Labranza de conservacion y fertilizacion en el rendimiento de maíz y su efecto en el suelo. Terra Latinoamericana 17:325-335.

García, E. 1987. Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen. 4ta ed. Insitituto de Geografia-UNAM. México.

Govaerts, B., K. D. Sayre and J. Deckers.2006. A minimum data set for soil quality assessment of wheat and maize cropping in the highlands of Mexico. Soil and Tillage Research 87:163-174.

Lal, R. 2004. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. Science 304:1624-1627.

Martínez-Gamiño, M. A., C. Jasso-Chaverria, E. S. Osuna-Ceja, L. Reyes-Muro, J. H. Díaz y B. Figueroa-Sandoval. 2014. Efecto del fertirriego y labranza de conservación en propiedades del suelo y el rendimiento de maíz. Revista Mexicana de Ciencias Agrícola 6: 937-949.

Sauerbeck, D. R. 2001. $CO_2$ emissions and C sequestration by agriculture – perspectives and limitations. Nutrient Cycling in Agroecosystems 60: 253-266.

Saynes-Santillán, V., J. D. Etchevers-Barra, F. Paz-Pellat y L.O. Alvarado-Cárdenas. 2016. Emisiones de gases de efecto invernadero en sistemas agrícolas de México. Terra Latinoamericana 34:83-96.

SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales). 2012. Informe de la Situación del Medio Ambiente en México: Compendio de estadísticas ambientales indicadores clave y de desempeño Ambiental. http://apps1. semarnat.gob.mx/dgeia/informe_12/pdf/Cap0_docs_previos. Pdf.

# 1.18. Secuestro de carbono en terrenos cultivados con Agave azul (*Agave tequilana* Weber) en Arandas, Jalisco

**De La Mora-Orozco Celia**[1,2]; Vega-Ramírez Lucia M.[2]; González-Acuña Irma J.[3]; Martínez-Orozco Edgardo[2]; Iñiguez-Gómez Samuel y Santiago-Olivares Norberto[2]

[1]Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias. Campo Experimental Centro-Altos de Jalisco, Av. Biodiversidad 2470, CP 47600, Tepatitlán de Morelos, Jalisco.
[2]Instituto Tecnológico José Mario Molina Pasquel y Henríquez. Campus Arandas. Avenida José Guadalupe Tejeda 557 Col. Fraccionamiento Santa Bárbara C.P. 4718. Arandas, Jalisco. México.
[3]Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, agrícolas y Pecuarias. Campo Experimental Santiago Ixcuintla, Carretera Internacional México - Nogales Kilómetro 6, Centro, 63300 Santiago Ixcuintla, Nayarit. México.
Autor para correspondencia: gonzalez.irmajulieta@inifap.gob.mx

## Resumen

Las actividades antrópicas son una de las principales causas de la alteración de los ciclos biogeoquímicos del carbono y nitrógeno, ya que contribuyen de manera importante al aumento de la concentración de los gases de efecto invernadero en la atmosfera. Se estima que las actividades agrícolas contribuyen de manera importante en la producción de gases de efecto invernadero. Con el objetivo de generar conocimientos sobre la capacidad de secuestro de carbono en terrenos cultivados con Agave azul (*Agave tequilana* Weber), en Arandas, Jalisco, en esta investigación se determinó la concentración de carbono utilizando un analizador elemental con un detector de conductividad térmica. El muestreo se realizó en el mes de julio de 2018, las muestras se recolectaron a intervalos de 6 surcos y distancias entre 50-100 m entre muestras, se recolectaron 3 muestras para realizar una mezcla compuesta, a una profundidad entre 20 y 30 cm, para obtener un total de 12 muestras en el predio seleccionado, 3 entre surcos y 3 entre plantas (más cerca de la raíz). Se determinaron los siguientes parámetros; pH y conductividad eléctrica (dS $m^{-1}$), densidad aparente (g $cc^{-1}$), punto de saturación (%), capacidad de campo (%), punto de marchitez (%), nitrógeno total (%), carbono orgánico (%) y materia orgánica (%). Los resultados de pH, CE, DAP, PS, CC y PMP, están dentro de los rangos aceptables. Los resultados mostraron concentración de nitrógeno de 0.174 ± 0.023. No existen diferencias significativas entre surcos y entre plantas (p=0.759). La concentración de carbono orgánico se obtuvo concentración promedio de 2.109 ± 0.205). En la determinación de la materia orgánica (%), se obtuvo un promedio de 3.634 ± 0.354. No presentó diferencias significativas entre surcos y plantas (p=0.069). Se pretende realizar muestreos en plantaciones de agave bajo diferentes prácticas de manejo para realizar comparaciones con los resultados obtenidos en este trabajo.

**Palabras clave:** *carbono*; *agave*; *Jalisco.*

## Abstract

Anthropogenic activities are one of the main causes for the biogeochemical cycles of carbon and nitrogen modification, since they have important role to the greenhouse gases concentration increase in the atmosphere. It was estimate, which agricultural activities contribute significantly to the production of greenhouse gases. With the objective of obtain knowledge about the capacity of carbon sequestration in lands cultivated with blue Agave (*Agave tequilana* Weber), in Arandas, Jalisco, in this research the carbon concentration in soil was determined using an elemental analyzer with a thermal conductivity detector. The soil sampling were collected in July of 2018, at intervals of 6 rows and 50-100 m distances between samples, 3 samples were collected to make a mixture sample, at a depth between 20 and 30 cm, a total of 12 samples were collected, 3 between rows and 3 between plants (close to the root). The

following parameters were analyzed; pH and electrical conductivity (dS $m^{-1}$), bulk density (g $cc^{-1}$), saturation point (%), field capacity (%), wilting point (%), total nitrogen (%), organic carbon (%) and organic matter (%). The results of pH, CE, DAP, PS, CC and PMP are within acceptable ranges. The results showed nitrogen concentration of 0.174 ± 0.023. There are no significant differences between rows and between plants (p = 0.759). The average concentration of organic carbon was 2.109 ± 0.205). The average organic matter (%) was 3.634 ± 0.354. There were no significant differences between rows and plants (p = 0.069). The aim is to carry out samplings in agave plantations under different management practices in order to make comparisons with the results obtained in this work.

**Key words:** *carbon*, *agave*, *Jalisco*

## Introducción

En el Programa Internacional de la Biosfera-Geosfera (1998) se menciona la alta capacidad de los suelos de almacenar carbono de forma orgánica e inorgánica, por lo cual se le considera como un sumidero de carbono. Se estima que en la forma orgánica el C en suelo se encuentra en una concentración de 1500 Pg a 1 m de profundidad y 2456 Pg a 2 m de profundidad, de la forma inorgánica 1700 Pg, la cual sobrepasa considerablemente la que presentan la vegetación (650 Pg) y la atmósfera (750 Pg) (Muñoz y Sombrero-Sacristán, 2012). Después de varias décadas de estudios en la actualidad ya se tiene más comprensión sobre la importancia de la conservación, restauración y la protección de los ecosistemas ya que funcionan como sumideros de carbono y estos representan una solución barata, segura y fácil, para atenuar las emisiones antrópicas de $CO_2$ a la atmósfera (Turner *et al.*, 2009; Jones *et al*., 2012).

También se ha mencionado que la concentración de C en el suelo dependerá de las aportaciones de los residuos del propio cultivo, así como las pérdidas de carbono por la descomposición de la materia orgánica (Govaerts, *et al.*, 2009). Las actividades antrópicas son una de las principales causas de la alteración de los ciclos biogeoquímicos del carbono y nitrógeno, ya que contribuyen al aumento de la concentración de los gases de efecto invernadero en la atmosfera. Una de estas actividades es la agricultura aportando el 16% del total de gases de efecto invernadero (Muñoz-Zamponi y Mardones-Poblete, 2016).

Se ha reportado que las prácticas de manejo de los diferentes cultivos, tiene influencia en el potencial de secuestro, entre las que se encuentran la labranza de conservación, en esta práctica se han observado de 300 a 600 kg C $ha^{-1}año^{-1}$ de C (Follett y McConkey, 2000). Sin embargo, también prácticas de manejo de cultivos sin labranza de conservación han reportado 300 a 500 kg C $ha^{-1}año^{-1}$ (Lal *et al.*, 1998).

En el estado de Jalisco el agave se cultiva en una gran extensión para la producción de tequila, esta actividad genera un gran número de empleos, además de ser una industria rentable. Sin embargo, existen algunos estudios donde se mencionan los efectos negativos al ambiente generados por esta industria, como es el caso de la erosión y la generación de subproductos como las vinazas. En este sentido, es importante determinar si el cultivo de este producto contribuye a la captura de carbono en suelos, como estrategia para la mitigación del cambio climático.

El objetivo del presente estudio fue determinar la concentración de carbono en terrenos cultivados con Agave azul (*Agave tequilana* Weber) utilizando un analizador elemental con un detector de conductividad térmica, en Arandas, Jalisco.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El trabajo se llevó acabo en un predio localizado en la ciudad de Arandas, Jalisco. El municipio de Arandas se encuentra a una altitud entre 1670 y 2370 m s.n.m., con superficie de 951 $km^2$ el tipo de suelo que prepondera en el municipio es el Vertisol que se caracteriza por su alto contenido de arcilla y su susceptibilidad a la erosión y alto riesgo de salinización. Su clima es Semicálido-semihúmedo, con temperatura media anual de 17.3 °C, mientras que las máximas y mínimas son entre 30.2 °C y 5.4 °C con precipitaciones en promedio de 919 mm anualmente (IIEG, 2016).

El predio que se seleccionó en la ciudad de Arandas se localiza en las coordenadas 20°40'00.4" N 102°22'26.1" W, el cual se muestra en la Figura 1. En este predio se ha cultivado *Agave tequilana* Weber en los últimos 18 años. Dentro de las prácticas de manejo del cultivo sobresalen la utilización de fertilizantes orgánicos, así como químicos tradicionales para el control de plagas y maleza.

**Figura 1. Localización del área de estudio.**
Fuente: Google, map.

### *Metodología*

El muestreo se realizó en el mes de julio de 2018, las muestras se recolectaron a intervalos de 6 surcos y distancias entre 50-100 m entre muestras, se recolectaron 3 muestras para realizar una mezcla compuesta, a una profundidad entre 20 y 30 cm. Se recolectaron 12 muestras en el predio seleccionado, 3 entre surcos y 3 entre plantas (más cerca de la raíz). Las muestras fueron debidamente identificadas y colocadas en bolsas de plástico para su traslado al laboratorio para su posterior análisis. Las muestras fueron analizadas en el laboratorio de Fertilidad de suelos del Campo Experimental, Santiago Ixcuintla, Nayarit.

*Procedimientos*

Secado de las muestras; se extendieron en charolas de acero inoxidable, se colocó en un área ventilada al sol por aproximadamente 5 días, tiempo necesario para su secado. Pesado; en peso húmedo y peso seco. Limpieza de las muestras; se extrajo manualmente todo material extraño que podría contaminar la muestra, como material vegetal, tal es el caso de raíces y troncos, objetos raros que no tenga relación con el suelo. Trituración de las muestras; las muestras fueron procesadas primero en un molino Thomas Scientific con malla No. 10. Posteriormente se utilizó un molino Ika de mayor velocidad, para obtener una muestra tamizada a malla 100. Después se pasó por un proceso de homogenización, el cual se realizó en un recipiente de vidrio con tapadera, agitando fuertemente hasta obtener la mezcla deseada. La muestra se resguardó en un sobre de papel No. 5, debidamente identificado, y de ella se tomó el analito correspondiente, de aproximadamente 20 mg, para proceder a su análisis de carbono (C) y nitrógeno (N), en un autonalizador elemental de carbono orgánico con un detector de conductividad térmica "Flash 2000 C-N Soils Analyzer". Los datos se obtuvieron en porcentaje (%).

Determinación de PH y conductividad eléctrica se realizó utilizando un potenciómetro. El primer paso fue colocó una cantidad de suelo de aproximadamente 100 gr en vasos de plástico, los cuales se mantuvieron en agitación por aproximadamente 30 min en un agitador y posteriormente ser analizadas. Lo obtenido de conductividad eléctrica se dividió entre 50 para hacer la conversión a $gr/cm^3$.

Constante de humedad; se tomaron 200 gr de suelo para posteriormente agregar agua hasta formar una consistencia brillante, esto con la finalidad de obtener el porcentaje de saturación del suelo. Otro parámetro utilizado fue la capacidad de campo el cual de acuerdo al porcentaje de saturación se multiplicó por una constante de 0.75, el punto de marchites permanente fue utilizada la siguiente formula (CC/2)*1.05.

Los parámetros analizados se realizaron de acuerdo al protocolo propuesto por la Red Nacional de Laboratorios para el análisis, uso, conservación y manejo del suelo (REDLAB) que se encuentra en edición.

## Resultados y Discusión

Los resultados obtenidos en la determinación de pH, conductividad eléctrica y densidad aparente, se muestran en el Cuadro 1. Los resultados mostraron que la media del pH para el predio en Arandas fue de 6.146 unidades (± 0.344), Los resultados no mostraron diferencias en los valores de pH en las muestras recolectadas entre surcos o entre plantas. Respecto a la conductividad eléctrica los resultados mostraron promedios de 0.294 (± 0.187), dS $m^{-1}$. También se observaron diferencias significativas en las muestras recolectadas entre surcos y entre plantas ($p = 0.001$).

En el caso de la densidad aparente, como se puede observar en el Cuadro 1, los resultados mostraron que los valores promedio fueron de 1.311 (± 0.035) g $cc^{-1}$ Los resultados también mostraron que no existen diferencias significativas por punto de muestro ($p=0.245$), entre surcos y entre plantas.

**Cuadro 1. Estadísticas descripticas de las propiedades del suelo PH, conductividad eléctrica y densidad aparente en el cultivo de agave (*Agave tequilana* Weber).**

| Factor | Variable | pH | | CE (dS $m^{-1}$) | | DAP (g $cc^{-1}$) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Media | Dev. Est. | Media | Dev. Est. | Media | Dev. Est. |
| Punto de muestreo (Pm) | Media general | 6.146 | 0.344 | 0.294 | 0.187 | 1.311 | 0.035 |
| | Entre surcos | 6.555 | 0.643 | 0.174 | 0.077 | 1.309 | 0.039 |
| | Entre plantas | 6.746 | 0.621 | 0.305 | 0.163 | 1.296 | 0.029 |
| L * Pm | Entre surcos | 6.008 | 0.326 | 0.159 | 0.049 | 1.331 | 0.040 |
| | Entre plantas | 6.283 | 0.330 | 0.428 | 0.176 | 1.291 | 0.015 |

En el Cuadro 2, se muestran los resultados de los promedios obtenidos de la medición del punto de saturación, la capacidad de campo y el punto de marchitez. Se puede observar que la media y la desviación estándar para el punto de marchitez fue de 47.00 (± 0.905). Los resultados mostraron que no existen diferencias significativas entre surcos ni entre plantas (p=0.131). Respecto a la capacidad de campo los resultados mostraron promedio de 35.250 (± 0.678). Por otro lado, no se presentaron diferencias significativas entre los puntos de muestreo, es decir, entre surcos y entre plantas (p=0.131).

En el caso del punto de marchitez permanente, los resultados mostraron promedios de 18.506 (± 0.356). Tampoco se observaron diferencias significativas respecto a las muestras recolectadas entre surcos y entre plantas (p=0.131).

**Cuadro 2. Estadísticas descriptivas de las constantes de humedad del suelo: punto de saturación, capacidad de campo y punto de marchitez permanente en el cultivo de Agave (*Agave tequilana* Weber).**

| Factor | Variable | Punto de sat. (%) | | CC (%) | | PMP (%) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Media | Dev. Est. | Media | Dev. Est. | Media | Dev. Est. |
| | Media general | 47.000 | 0.905 | 35.250 | 0.678 | 18.506 | 0.356 |
| Punto de muestreo (Pm) | Entre surcos | 47.278 | 2.932 | 35.458 | 2.199 | 18.616 | 1.154 |
| | Entre plantas | 45.111 | 5.169 | 33.833 | 3.877 | 17.763 | 2.035 |
| L * Pm | Entre surcos | 46.833 | 1.252 | 35.125 | 0.939 | 18.441 | 0.493 |
| | Entre plantas | 47.167 | 0.408 | 35.375 | 0.306 | 18.572 | 0.161 |

En el Cuadro 3, se muestran los resultados obtenidos en el análisis de nitrógeno total, carbono orgánico y materia orgánica en los sitios de muestreo seleccionados. Los resultados mostraron poca variabilidad en la concentración de nitrógeno (%), 0.174 (± 0.023). Como resultado del análisis estadístico, también se observó que no existen diferencias significativas entre los puntos de muestreos, es decir entre surcos y entre plantas (p=0.759). En el caso de la concentración de carbono orgánico (%), se obtuvo un promedio de 2.109% (± 0.205). No se observaron diferencias significativas entre surcos y plantas (p= 0.071). En la determinación de la materia orgánica (%), se obtuvo un promedio de 3.634 (± 0.354). No presentó diferencias significativas entre surcos y plantas (p=0.069).

**Cuadro 3. Estadísticas descriptivas de las propiedades del suelo: nitrógeno total, carbono orgánico total y materia orgánica en el cultivo de Agave (*Agave tequilana* Weber).**

| Factor | Variable | NT (%) | | CO (%) | | MO (%) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Media | Dev. Est. | Media | Dev. Est. | Media | Dev. Est. |
| | Media general | 0.174 | 0.023 | 2.109 | 0.205 | 3.634 | 0.354 |
| Punto de muestreo (Pm) | Entre surcos | 0.156 | 0.038 | 1.645 | 0.451 | 2.833 | 0.777 |
| | Entre plantas | 0.159 | 0.044 | 1.834 | 0.471 | 3.162 | 0.811 |
| L * Pm | Entre surcos | 0.163 | 0.014 | 2.038 | 0.156 | 3.510 | 0.270 |
| | Entre plantas | 0.185 | 0.025 | 2.180 | 0.236 | 3.758 | 0.407 |

Los resultados obtenidos en esta investigación fueron similares a los reportados por Vergara-Sánchez *et al*. (2004), los autores reportan porcentajes promedio de carbono por microcuencas (Mazateca, Cuicateca y Mixe) y por profundidad (0 a 20 y 20 a 40 cm), en el sureste de México. Los autores reportaron que, en un Sistema de Agricultura Permanente, mencionando específicamente el café, la concentración de C de 3.24% considerando la recolección de muestra a una profundidad de 0-20 cm, mientras que la concentración de C fue de 0.90% a una profundidad de 20-40 cm. Los resultados obtenidos en este trabajo (2.180% de C) están por debajo de los mencionados por Vergara-Sánchez *et al.* (2004). Sin embargo, es importante considerar las diferencias en los cultivos y las condiciones

ambientales, ya que se ha mencionado que en general los sistemas agrícolas anuales presentan porcentajes de C en el suelo similares a los encontrados en cultivos permanentes

## Conclusiones

No existen estudios previos sobre el secuestro de carbono en suelos cultivados con agave azul (*Agave tequila Weber*) en los terrenos cultivados en los alrededores de la ciudad de Arandas Jalisco, por lo tanto, los resultados no pueden ser comparados. Esta investigación es un primer intento en obtener información al respecto. Se pretende continuar los muestreos para obtener información sobre el secuestro de carbono en suelos cultivados con agave azul, bajo diferentes prácticas de manejo.

## Agradecimientos

Al Laboratorio de Fertilidad de suelos del Campo experimental Santiago Ixcuintla, Nayarit del INIFAP.

## Literatura citada

Follett, R. F. and B. McConkey. 2000. The role of cropland agriculture for sequestration in the Great Plaint. Proceeding of the Conference on Great Plains Soil Fertility 8:1-15.

Govaerts, B., N. Verhulst, A. Castellanos-Navarrete, K. D. Sayre, J. Dixon. and L. Dendooven. 2009. Conserve on agriculture and soil carbon sequestered on: Between myth and farmer reality. Critical Reviews in Plant Sciences 28:97-122.

IIEG (Instituto de Información, Estadística y Geografía). 2016. Arandas diagnóstico del municipio. http://www.iieg.gob.mx/.

Jones, H. P., D. G. Hole and E. S. Zavaleta. 2012. Harnessing nature to help people adapt to climate change. Nature Climate Change 2:504-509.

Lal, R., J. Kimble, R. F. Follet and C. V. Cole. 1998. The potencial of U.S. crop land to sequester carbon and mitigate the greenhouse effect. Sleeping Bear Press. Chelsea. MI. 144 p.

Muñoz, B. y A. Sombrero-Sacristán. 2012. Fijación de carbono en el suelo en agricultura de conservación. Tierrass de Castilla y León: Agricultura 151:80-86.

Muñoz-Zamponi, T. B. and C. A. Mardones-Poblete. 2016. Simulation of a $CO_2$eq Tax to Mitigate Impacts from Chilean Agricultural and Livestock Sectors on Climate Change. Agrociencia 50:271-285.

Turner, W. R., M. Oppenheimer and D. S. Wilcove. 2009. A force to fight global warming. Nature 462:278-279.

Vergara-Sánchez, M. A., J. D. Etchevers-Barra y M. Vargas-Hernández. 2004. Variabilidad del carbono orgánico en suelos de ladera del sureste de México Terra Latinoamericana 22:359-367.

# 1.19. Carbono en la raíz de genotipos de maíz (*Zea mays* L.) en Nayarit, México

**Becerra-Zamorano Clen C.**[1]; González-Acuña Irma J.[2]; Vidal-Martínez Víctor A.[2]; De La Mora-Orozco C.[3] y Balderas-Palacios Gerardo F.[2]

[1]Universidad Tecnológica de la Costa. Carretera Internac. México-Nogales km 5, Entronque a Santiago Ixc., Nayarit. CP 63313, Santiago Ixcuintla, Nayarit, México.
[2]Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias. Campo Experimental Santiago Ixcuintla. km 6 Entronque Carret. Internacional México-Nogales Santiago Ixcuintla, Nayarit. C.P. 63300. Santiago Ixcuintla, Nayarit, México.
[3]Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias. Campo Experimental Centro Altos de Jalisco. Av. Biodiversidad No. 24070, CP 47600. Tepatitlán, Jalisco, México.
Autor para correspondencia: gonzalez.irmajulieta@inifap.gob.mx

## Resumen

Las raíces son importante almacén de carbono orgánico en el suelo. El objetivo fue determinar carbono en biomasa seca de raíz (BR) en maíz (*Zea mays* L.) de temporal H-318, VS-559 y Tuxpeño; en Santa María del Oro (Nayarit). La raíz de una planta por genotipo se muestreó a cosecha, tres repeticiones. Se limpiaron, secaron (estufa de aire forzado, 68 $^{o}$C por 72 h), pesaron (g pl$^{-1}$), molieron y tamizaron malla 100. Se determinó carbono (C) en analizador Flash-2000-C Soils-Analyzer. Para calcular BR en kg ha$^{-1}$, se utilizaron 65 000 pl ha$^{-1}$. BR por genotipo fue 20.438 ± 13.820 g pl$^{-1}$ ($p \geq 0.05$). Por ha, Nayarit presentó un potencial de captura de carbono de 470.16 ± 52.466 kg ha$^{-1}$ ($p = 0.001$). Por genotipo, VS-599 y Tuxpeño fueron eficientes ($p \leq 0.05$) con 44.50 ± 1.357% C y 442.24 ± 19.63 kg ha$^{-1}$ C, respecto al H-318 que almacenó en promedio 17.86% menos. El maíz pude aumentar el secuestro de carbono de manera natural y mitigar las concentraciones de $CO_2$ en la atmósfera.

**Palabras clave:** *maíz*; *biomasa de raíz*; *carbono.*

## Abstract

Root are important stock of soil organic carbon. The objective of this study was to determine carbon in root biomass (RB) in rainfed corn (*Zea mays* L.):H-318, VS-559 and Tuxpeño in Santa Maria del Oro, Nayarit, Mexico. The root of a plant by genotype was sampled at harvest; three replicates. They were cleaned, dried (forced air oven, 68 $^{o}$C for 72 h), weighed (g pl-1), milled and sieved (100 mesh). Carbon (C) were determined in Flash-2000-C Soils-Analyzer. To calculate RB in kg ha$^{-1}$, 65 000 pl ha$^{-1}$ were used. RB by genotypes and environments, was 20.438 ± 13.820 g pl$^{-1}$ ($p \geq 0.05$). By surface, Nayarit had the highest carbon stocks potential (470.16 ± 52.466 kg ha$^{-1}$ C). VS-599 and Tuxpeño were efficient ($p \leq 0.05$) with 44.50 ± 1.357% C and 442.24 ± 19.63 kg ha$^{-1}$ C, compared to H-318; This one stored 17.86% C less. Corn root biomass could increase soil carbon stocks and mitigate $CO_2$ concentrations in the atmosphere.

**Key words:** *maize*; *root biomass*; *carbon.*

## Introducción

Las prácticas agrícolas emiten $CO_2$ a la atmósfera, sin embargo, también con ellas se pueden aportar soluciones para secuestrar el carbono y fijarlo en el suelo, o resguardarlo en forma de biomasa, la cual incluye todo el tejido vegetal, desde la zona radical hasta la parte área de la planta (Espinoza-Domínguez *et al*., 2012).

Al respecto, el sistema de raíces de la planta es una fuente importante para el movimiento de carbono orgánico en el suelo (Hütsch *et al*., 2002), pero no ha sido considerado por los especialistas en el cambio climático, como mecanismo de captura y almacén de carbono, en la misma magnitud a la biomasa de la parte área. No obstante, se ha demostrado que aproximadamente 75% del carbono se encuentra presente en el suelo como biomasa de raíz, junto con la biota y algunos otros compuestos del suelo (Acosta *et al*., 2001; Torres-Guerrero *et al*., 2013).

Las raíces son fácilmente transformadas en materia orgánica y carbono estable. A razón de ello, el carbono que se deriva de ellas se encuentra mayor tiempo en la parte subterránea de los ecosistemas terrestres, de manera que son las raíces quienes retienen y proporcionan una mayor cantidad de carbono que los propios residuos derivados de carbono (Kong y Six, 2010). Por tanto, las raíces juegan un papel importante en el ciclaje y almacén de carbono orgánico (Nichols *et al*. 2016).

El más mínimo incremento en las reservas de carbono en los suelos agrícolas, tendría un impacto considerable para mejorar la fertilidad de los suelos, la producción de cultivos y la disminución del $CO_2$ en la atmósfera, de manera que se mitigarían las consecuencias inducidas por el cambio climático (Torres-Guerrero *et al*., 2013; Pei *et al*., 2015). Por otro lado, habrá que considerar que, en el cultivo de maíz, se han registrado variaciones en el carbono orgánico que se puede incorporar al suelo, según el genotipo y la región (Marcos-Solorio *et al*., 2016). Definir si algún genotipo en particular puede aportar más carbono como biomasa de raíz, es relevante para coadyuvar al mejoramiento de la calidad del suelo, aminorar los efectos del cambio climático, y mejorar la producción de alimentos.

El objetivo del presente trabajo fue identificar cuál es el aporte de carbono orgánico al suelo a través del sistema radical de tres genotipos de maíz cultivados bajo temporal en Santa María del Oro, Nayarit, México.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

Este estudio se realizó en el Laboratorio de Fertilidad de Suelos y Nutrición Vegetal del INIFAP-Campo Experimental de Santiago Ixcuintla, a partir de muestras de tejido vegetal de raíz de maíz, cuyas plantas fueron cultivadas y cosechadas en el municipio de Santa María del Oro, Nayarit, México, en las coordenadas de 21°23'42.06" N y 104°36'45.42" LO, bajo temporal, suelo cambisol, a 931 m s.n.m., clima subtropical subhúmedo semicálido, temperatura media anual de 24 $^{o}$C y precipitación en la estación de crecimiento de 1075 mm.

### *Metodología*

Se evaluaron tres genotipos de maíz: H-318, VS-559 y Tuxpeño, cuyos principales descriptores se presentan en el Cuadro 1. Aunque son tipos de maíces contrastantes principalmente por su origen (híbrido, variedad y criollo), tienen en común que son de porte alto y que han sido sobresalientes en la región donde se les ha evaluado (Gómez-Montiel *et al*., 2006; Ramírez-Díaz *et al*., 2010; López-Morales *et al*., 2017).

**Cuadro 1. Características en ambientes de temporal, de los genotipos evaluados.**

| Características | Genotipo | | |
|---|---|---|---|
| | H-318 | VS-559 | Tuxpeño |
| Tipo de mazorca | Alargada | Alargada | Ancha |
| Grano | Blanco cremoso Semidentado | Blanco cristalino Dentado | Crema Dentado |
| Ciclo | Intermedio | Corto | Intermedio |
| Floración (dds) | 65-70 | 50-52 | 85-105 |
| Madurez a cosecha (dds) | 140-150 | 115-120 | 120-135 |
| Característica especial | Alto rendimiento y producción forraje. | Tolerancia a sequía en floración | Tolerante a sequía y vigor |
| Acame (%) | 4.3 | 5.1 | 6.3 |
| Rendimiento de grano (t $ha^{-1}$) | > 7.8 | Bajo sequía= 2-2.5. Condiciones favorables > 5 | 3.6 a 4.9 |

Fuentes: H-318 (Ramírez-Díaz *et al*., 2010), VS-559 (Gómez-Montiel *et al*., 2006), Tuxpeño (López-Morales *et al*., 2017).

La raíz se obtuvo cuidadosamente, a madurez a cosecha, de una planta con competencia completa, por genotipo y repetición, para su preparación, cuantificación de biomasa de raíz y análisis de carbono en el laboratorio de suelo.

Las muestras de raíz se lavaron para su limpieza. Se secaron en horno de aire forzado, a 68 $^{o}$C por 72 horas continuas, para la obtención de su biomasa o peso seco (g $pl^{-1}$) y molienda. Su proceso de molienda, se realizó en dos etapas: Primero en un molino Thomas Scientific con malla No. 10. Posteriormente se utilizó un molino Ika de mayor velocidad, para obtener una muestra tamizada a malla 100. La homogenización de ésta, se realizó en un recipiente de vidrio con tapadera, agitando fuertemente y en todos sentidos. La muestra se resguardó en un sobre de papel No. 5, debidamente identificado, y de ella se tomó el analito correspondiente, de aproximadamente 20 mg, para proceder a su análisis de carbono (C) y nitrógeno (N), en un autonalizador elemental de carbono orgánico con un detector de conductividad térmica "Flash 2000 C-N Soils Analyzer". Los datos se obtuvieron en porcentaje (%). Para estimar el% C por unidad de superficie, se consideró que%= mg $kg^{-1}$; con base a ello, se transformó a kg $kg^{-1}$. A la par, se transformó el peso seco de la biomasa de la raíz (g $pl^{-1}$) a biomasa de la raíz por unidad de superficie (kg $ha^{-1}$). Se tomó en cuenta una densidad de población de maíz de 65 000 pl $ha^{-1}$. La biomasa de la raíz por unidad de superficie (kg $ha^{-1}$), se multiplicó por el carbono estimado en kg $kg^{-1}$, y se obtuvo carbono por unidad de superficie (kg $ha^{-1}$).

La relación C:N se estimó a partir de sus correspondientes porcentajes, dividiendo% C entre% de nitrógeno.

Las variables analizadas fueron: Peso seco de biomasa de raíz (g pl-1), biomasa de raíz por unidad de superficie (kg $ha^{-1}$), % C, y C por unidad de superficie (kg $ha^{-1}$). El análisis estadístico, con p= 0.05, consistió en pruebas de normalidad Shapio-Wilk, con la finalidad de definir si se requerían o no transformaciones a los datos. Se realizó análisis estadístico ($p \leq 0.05$).

## Resultados y Discusión

### *Biomasa de la raíz en maíz*

Las estadísticas descriptivas del peso seco (g $pl^{-1}$) de la biomasa de raíz cuantificada en las plantas de maíz por genotipo (H-318, VS-559 y Tuxpeño), se presentan en el Cuadro 2. Se observa que los genotipos criollo Tuxpeño, H-318 y VS-559 fueron estadísticamente iguales en su biomasa de raíz por planta de maíz, con promedio de 20.438 g $pl^{-1}$ y desviación estándar (s) de 13.820 g $pl^{-1}$.

**Cuadro 2. Estadísticas descriptivas del peso seco (g pl$^{-1}$) de la biomasa de raíz de plantas de maíz.**

| Entidad | Genotipo | Peso seco biomasa raíz (g pl$^{-1}$) | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Promedio* | Max | Min | Desviación estándar (s) |
| Nayarit | H-318 | 20.846 a | 26.504 | 17.343 | 4.947 |
| Nayarit | VS-559 | 10.040 a | 16.694 | 6.38 | 5.772 |
| Nayarit | Tuxpeño | 30.427 a | 65.785 | 10.04 | 30.741 |
| Promedio | | 20.438 | 36.328 | 11.254 | 13.820 |

* Literales iguales no existen diferencias estadísticas a p≤ 0.05

*Biomasa de la raíz de maíz por unidad de superficie*

Por lo que respecta a la biomasa de raíz por unidad de superficie, que fue en promedio de 1328.47 kg ha$^{-1}$, con valores máximos de 2361.32 kg ha$^{-1}$ y mínimos de 731.51 kg ha$^{-1}$, los datos son análogos a los 895 kg ha$^{-1}$ obtenidos por Chang *et al*. (2014) en el Sur de Dakota. Si se compara con la biomasa de la raíz de sorgo, que es otra gramínea, Sainju *et al*. (2005) estimaron 160 kg ha$^{-1}$, lo cual sugiere una menor eficiencia de esta especie, ya que representa 12% de la biomasa de raíz de maíz estimada en Nayarit, México.

*Carbono (% C) en la raíz de plantas de maíz*

Los porcentajes de carbono (% C) cuantificados en la raíz de plantas de maíz por genotipos en el municipio de Santa María del Oro, Nayarit, fueron diferentes (p= 0.002) (Figura 1). Se observa que VS-559 y Tuxpeño fueron estadísticamente iguales con promedios de 43.95 (s= 3.53) y 43.89 (s= 0.37) % C, respectivamente. Mientras que el H-318 con promedio de 36.08 (s= 3.08) % C, fue significativamente menor (17.86%) a los otros genotipos. Estos resultados, son semejantes a los reportados por Thivierge *et al*. (2016) quienes, en sus evaluaciones al este de Canadá, obtuvieron alrededor de 42% C en la raíz de maíz. Por su parte, Amos y Walters (2006) en una revisión de literatura identificaron un amplio rango de respuesta en la concentración de carbono en la raíz de maíz, entre 16 y 62% C.

*Carbono en la biomasa de raíz de maíz, por unidad de superficie (kg ha$^{-1}$)*

En el municipio de Santa María del Oro, Nayarit, se estimó que en promedio, se obtuvieron 470.16 (s= 52.466) kg ha-1 de C, con un mínimo de 417.70 kg ha$^{-1}$ de C y un máximo de 522.63 kg ha$^{-1}$ de C.

El carbono por unidad de superficie (kg ha$^{-1}$) estimado en la biomasa de raíz de maíz por genotipos fue diferentes (p= 0.021). VS-559 y Tuxpeño fueron estadísticamente iguales con promedios de 500.30 (s= 40.20) y 499.53 (s= 4.18) kg ha$^{-1}$ C, respectivamente. Mientras que el H-318 con promedio de 410.66 (s= 37.54) kg ha$^{-1}$ C, fue significativamente menor a los otros genotipos. Son valores similares a los 490 y 545 kg ha$^{-1}$ de C reportados para la biomasa de raíz de maíces cacahuacintle y negro, en el estado de México, sin embargo, relativamente inferiores a los 621 y 810 kg ha$^{-1}$ obtenidos para maíces blanco y amarillo en la misma región (Marcos-Solorio *et al*., 2016); lo cual sugiere que algún otro componente fenotípico, puede estar haciendo la diferencia de genotipos en su capacidad de fijación de carbono por la raíz. En comparación con el carbono registrado por otras especies de cultivo, los cereales aportan en raíz aproximadamente 200 kg ha$^{-1}$ C; naranjo, 400 kg ha$^{-1}$ C; mientras que limón, 1700 kg ha$^{-1}$ C (Mota *et al*., 2011). La capacidad de fijación de carbono está en función de la especie vegetal de que se trate.

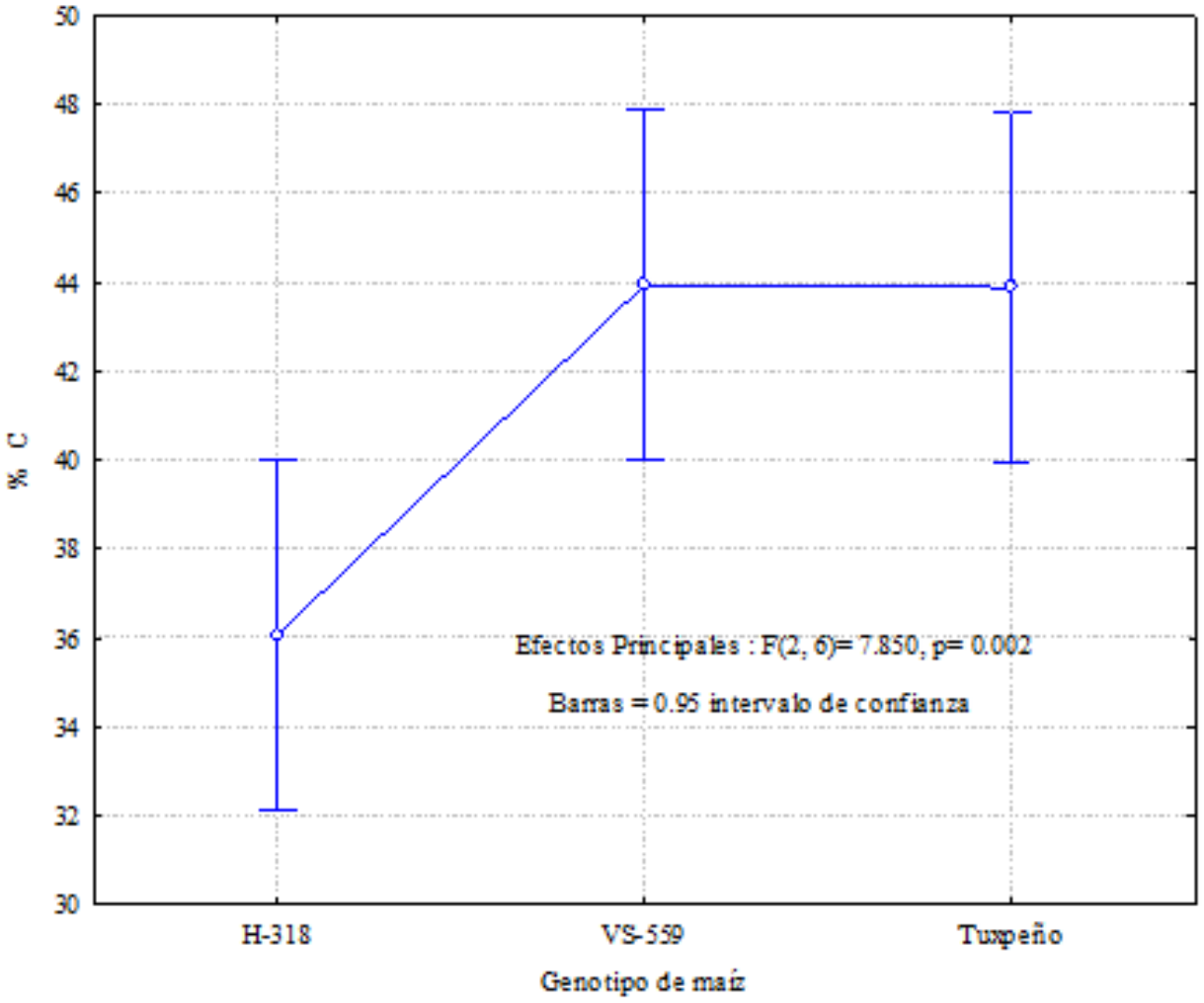



**Figura 1. Carbono (% C) en la raíz de plantas de maíz por genotipos en el municipio de Santa María del Oro, Nayarit, México.**

## Conclusiones

Los genotipos que más almacenaron carbono en la raíz fueron el VS-559 y el Tuxpeño con 44.50% de C, 18% más que H-318 ($p \leq 0.05$). Por lo que la concentración de carbono en el sistema radical de maíz de temporal depende del genotipo.

Con relación a biomasa, con base al peso seco de la raíz, los valores obtenidos por genotipos fueron similares ($p \geq 0.05$): Promedio de 20.438 g $pl^{-1}$. Se infiere que el comportamiento inestable del criollo Tuxpeño (s= 30.741, respecto s= 5.360 de VS-559 y H-318), afectó que su mayor actividad fotosintética no se expresara en su biomasa de raíz.

Los genotipos de maíz VS-559 y Tuxpeño demostraron que tienen potencial para que su raíz incremente las reservas de carbono en el suelo y contribuya a mitigar las concentraciones de $CO_2$ en la atmósfera. Es conveniente se fomente su cultivo en las localidades de estudio.

## Agradecimientos

Al INIFAP, Proyecto “Cambio climático y su impacto sobre el rendimiento, producción y viabilidad del cultivo de maíz en las áreas agrícolas de México”, subproyecto “Caracterización fenológica, agronómica y fisiología de genotipos sobresalientes de maíz.

## Literatura citada


Acosta, M., J. D. Etchevers, C. Monreal, K. Quednow and C. Hidalgo. 2001. Un método para la medición del carbono en los compartimientos subterráneos (raíces y suelo) de sistemas forestales y agrícolas en terrenos de ladera en México. pp. 18-20. En: Simposio Internacional Medición y Monitoreo de la Captura de Carbono en Ecosistemas Forestales. Valdivia, Chile.

Amos, B. and D. T. Walters, 2006. Maize root biomass and net rhizodeposited carbon. Soil Science Society of America Journal 70:1489-1503.

Chang, J., D. E. Clay, S. A. Hansen, S. A. Clay and T. E. Schumacher. 2014. Water Stress Impacts on Transgenic Drought-Tolerant Corn in the Northern Great Plains. Agron. J. 106:125-130.

Espinoza-Domínguez, W., L. Krishnamurthy, A. Vázquez-Alarcón and A. Torres-Rivera. 2012. Almacén de carbono en sistemas agroforestales con café. Revista Chapingo. Serie ciencias forestales y del ambiente. 18:57-70.

Gómez-Montiel, N. O., P. Murillo-Navarrete, M. González-Camarillo y M. Manjarrez-Salgado. 2006. Variedades he híbridos de maíz del inifap para el estado de Guerrero. INIFAP. Desplegable para productores No. 14:1-2.

Hütsch, B. W., J. Agustin and W. Merbach. 2002. Plant rhizodeposition an important source for carbon turnover in soils. Plant Nutr. Soil Sci. 165:397-407.

Kong, A. Y. and J. Six. 2010. Tracing root vs. residue carbon into soils from conventional and alternative cropping systems. Soil Science Society of America Journal 74:1201-1210.

López-Morales, F., M. G. Vázquez-Carrillo, J. D. Molina-Galán, T. Corona-Torres, S. Cruz-Izquierdo, G. López-Romero, D. Reyes-López y G. Esquivel-Esquivel. 2017. Interacción genotipo ambiente estabilidad del rendimiento y calidad de grano de maíz Tuxpeño. Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas. 8:1035-1050.

Marcos-Solorio, B., A. R. Martínez-Campos, G. A. López-Urquídez, C. A. López-Orona y T. T. Arteaga-Reyes. 2016. La biomasa de los sistemas productivos de maíz nativo (*Zea mays*) como alternativa a la captura de carbono. Revista internacional de contaminación Ambiental 32:361-367.

Mota, C., C. Alcaraz-López, M. Iglesias, M. C. Martínez-Ballesta y M. Carvajal-Alcaraz. 2011. Absorción de $CO_2$ por los cultivos más representativos de la Región de Murcia. Horticultura Global, 294:58-63.

Nichols, V., F. Miguez, T. Sauer and R. Dietzel. 2016. Maize and Prairie Root Contributions to Soil CO Emissions in the Field. Crop Science 56:2791-2801.

Pei, J., H. Li, S. Li, T. An, J. Farmer, S. Fu and J. Wang. 2015. Dynamics of Maize Carbon Contribution to Soil Organic Carbon in Association with Soil Type and Fertility Level. PloS one 10:1-15.

Ramírez-Díaz, J. L., M. Chuela-Bonaparte, V. A. Vidal-Martínez, H. Vallejo-Delgado, R. Ramírez-Zamora, A. Peña-Ramos, A. Ortega-Corona, H. Córdova-Orellana, A. Morfin-Valencia, N. O. Gómez-Montiel, F. Caballero-Hernández, M. Ramírez-Márquez, M. G. Carrillo-Vázquez, J. A. Ruiz-Corral, J. Ron-Parra, J. J. Sánchez-González y L. Soltero-Díaz. 2010. H-377 Híbrido de maíz de grano blanco para riego y buen temporal para la zona centro occidente de México. INIFAP. Folleto Técnico Núm. 3. Gudalajara, Jalisco.

Sainju, U. M., B. P. Singh and W. F. Whitehead. 2005. Tillage, cover crops, and nitrogen fertilization effects on cotton and sorghum root biomass, carbon, and nitrogen. Agronomy Journal 97:1279-1290.

Thivierge, M. N., D. A. Angers, M. H. Chantigny, P. Seguin and A. Vanasse. 2016. Root Traits and Carbon Input in Field-Grown Sweet Pearl Millet, Sweet Sorghum, and Grain Corn. Agronomy Journal 108:459-471.

Torres-Guerrero, C. A., J. Etchevers-Barra, M. H. Fuentes-Ponce, B. Goavaerts, F. De León-González y J. M. Herrera. 2013. Influencia de las raíces sobre la agregación del suelo. Terra Latinoamericana 31:71-84.

# 1.20. Contenido de carbono microbiano en una secuencia edafo-climática en el Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatépetl

**Torres-Domínguez Mitzi E.**[1]; Cruz-Flores Gerardo[1]; López-López Alma B.[1]; Valderrábano-Gómez Juan M. y Santiago-Aguilar Inysid[1]

[1]Laboratorio de Edafología y Fisiología de la Nutrición Vegetal. UMIEZ. FES Zaragoza, UNAM. Batalla 5 de mayo, esquina Fuerte de Loreto, Colonia Ejército de Oriente. 09230. Iztapalapa, CDMX.
Autor para correspondencia: mitzi105@hotmail.com; edaynuve@gmail.com

## Resumen

La actividad microbiana edáfica desempeña un papel fundamental en la dinámica del ciclo del carbono al representar una fracción del carbono total y como fuente de $CO_2$ y otros gases invernadero a la atmósfera, además de aportar energía para los ecosistemas. Su eficiencia depende de múltiples factores climáticos y edáficos. En suelos volcánicos se presentan variables mineralógicas únicas que le permiten al suelo secuestrar carbono en mayor cantidad. El Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatépetl (PN-IP) es una zona volcánica con un gradiente de ecosistemas marcados por la altitud, por lo que es posible conocer el comportamiento de la microbiota y sus relaciones. Se hicieron descripciones edafo-ecológicas de cinco pares de sitios en diferentes altitudes en exposición opuesta y se muestreo suelo del horizonte $Ah_1$. Se obtuvo $pH_{H2O}$, densidad aparente (DA), carbono y nitrógeno porcentual (N), materia orgánica (MO), carbono orgánico del suelo (COS), carbono de biomasa microbiana (CBM), coeficiente microbiano y contenido de $Fe_p$ y $Al_p$. La actividad microbiana se mostró sensible a factores climáticos por encima de los 3800 m s.n.m. y a factores edáficos por debajo de ésta. También se encontró que el pH no fue determinante en el CBM, pero si con el $qCO_2$, porque los suelos más ácidos fueron menos eficientes en la mineralización de COS debido a la formación de complejos órgano-minerales, que se rige principalmente por esta variable.

**Palabras clave:** *carbono*; *suelo volcánico*; *altitud*; *orientación.*

## Abstract

Soil microbial activity plays a fundamental role in dynamics of carbon cycle by representing a fraction of total carbon and as a source of $CO_2$ and other greenhouse gases into the atmosphere, in addition to providing energy for ecosystems. In volcanic soils, mineralogical variables allow soil to sequester carbon in greater quantity. Iztaccíhuatl-Popocatépetl National Park IP-NP is a volcanic zone with a gradient of ecosystems marked by altitude, so it is possible to know the behavior of microbiota and its relationships. Edapho-ecological descriptions of five pairs of sites at different altitudes in opposite exposition were made and soil of $Ah_1$ horizon was sampled. Bulk density, $pH_{H2O}$ carbon and percent nitrogen (N), organic matter (OM), soil organic carbon (SOC), microbial biomass carbon (CBM), microbial coefficient and $Fe_p$ and $Al_p$ content were obtained. Microbial activity was sensitive to climatic factors above 3800 m asl and to edaphic factors below it. It was also found that pH was not determinant in MBC, but with $qCO_2$, because the more acid soils were less efficient in COS mineralization due to the formation of organo-mineral complexes, which is governed mainly by this variable.

**Key words:** *carbon*; *volcanic soil*; *altitude*; *exposition.*

## Introducción

La estimación de la actividad microbiana edáfica ha adquirido relevancia porque desempeña un papel fundamental en la dinámica del ciclo del carbono (C), representa una fuente importante de $CO_2$, de otros gases invernadero a la atmósfera y energía para los ecosistemas. La eficiencia microbiana para reciclar carbono es afectada por factores bioclimáticos, edáficos y topográficos. Sin embargo, hacen falta estudios en suelos volcánicos porque presentan características mineralógicas que frenan el flujo del C mediante la formación de complejos Al-humus y la adsorción de materia orgánica del suelo (MOS) al alófano. El PN-IP comprende un gradiente de ecosistemas en función de la altitud, exposición, topografía y la presencia de suelos volcánicos, por ello es ideal para entender la interacción de las variables mineralógicas y el clima con otros controladores de la dinámica de C en estos suelos como la actividad microbiana.

El objetivo fue evaluar el contenido de carbono microbiano y la actividad microbiana en una secuencia edafo-climática del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatépetl entre 3000 y 4300 m en el suroeste del volcán Iztaccíhuatl, en laderas de exposición opuestas, bajo diferentes regímenes de humedad del suelo.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El Parque Nacional, es de origen volcánico, la distribución de la vegetación atiende a la altitud y pueden distinguirse tres pisos fundamentales de vegetación que incluyen zonas de transición o ecotonos.

### *Metodología*

Se seleccionaron cinco pares de sitios con características relacionados dentro de lo posible al modelo de Ruhe; con laderas homólogas en forma, altitud y pendiente, pero opuestas en exposición, (López-López, 2014) dentro de la cuenca respectiva al río Alcalica. Se realizaron descripciones edafo-ecológicas y de mantillo (Siebe *et al*., 2006). Se recolectó suelo del horizonte superficial en tubos de cobre para análisis de DA y se tomaron muestras de suelo de horizonte $Ah_1$. Se determinaron por triplicado los análisis de cada muestra de $pH_{H2O}$ (1:2.5) (SEMARNAT, 2002), se cuantificó el nitrógeno por el método de Microkjeldahl (1883) citado por SEMARNAT (2002), materia orgánica por el método de Walkley y Black (1934) e hicieron los cálculos correspondientes para estimar el carbono orgánico del suelo y los coeficientes metabólicos con el carbono de biomasa microbiana, se realizaron extracciones selectivas de Fe y Al y calculó la relación $Fe/Al_p$ (SEMARNAT, 2002).

Para la determinación del CBM se tamizó suelo fresco en un tamiz de 2 mm. Se consideró un frasco para el tratamiento de fumigación y otro de control, en ambos frascos se colocó 20 g de suelo con humedad a capacidad de campo. Al frasco para fumigación se le vertieron 5 mL de cloroformo y al frasco de control se le vertieron 5 mL de agua destilada. Se realizó este ensayo por quintuplicado. Se dejaron reposar durante 24 horas. Después se eliminó el cloroformo por evaporacioón en baño María a 40 °C, posteriormente se inocularon los frascos con 1 g de suelo de la muestra original. Se colocó un tubo de ensayo con 7 mL de KOH 0.5 N como trampa para la captura del $CO_2$ (Anderson, 1982). Se realizaron cuatro blancos absolutos a los que se les colocaron tubos de vidrio con 7 mL de KOH 0.5 N. Se dejaron incubar 48 horas en una estufa a una temperatura de 35- 37 °C. Posteriormente se tituló con HCl 0.5 N y fenoftaleína como indicador (García y Rivero, 2008).

Se hicieron los cálculos correspondientes para determinar los mg de $CO_2$ producidos:1) (Normalidad del ácido) (mL gastados en la titulación) = meq KOH; 2) Obtener los miliequivalentes de KOH transformados en $K_2CO_3$; 3) meq blanco – meq muestra = meq $K_2CO_3$; 4) Igualar unidades a equivalentes

químicos; 5) meq $K_2CO_3$/1000 = eq $K_2CO_3$; 6) A partir de esto, obtener gramos de $K_2CO_3$ formados; 7) (eq $K_2CO_3$) (PM $K_2CO_3$/# H sust) = g de $K_2CO_3$; 8) Por estequiometría se obtienen los miligramos de $CO_2$; 9) [(g de $K_2CO_3$) (PM $CO_2$)/PM $K_2CO_3$] 1000 = mg $CO_2$; 10) Por último, obtener la biomasa del carbono en la biomasa microbiana (CBM); 11) (mg $CO_2$ suelo fumigado - mg $CO_2$ suelo natural)/0.45 = CBM mg. Se realizó un análisis de varianza por el modelo lineal general.

## Resultados y Discusión

*Actividad microbiana sobre una secuencia bioclimática en laderas de exposición opuesta*

La secuencia bioclimática presentó tres pisos vegetales con base en la especie dominante y tres regímenes de humedad y temperatura Miehlich (1991) (Cuadro 1). Los tipos de vegetación fueron bosque mixto dominado por *Abies religiosa* (3000-3300 m s.n.m.), bosque de *Pinus hartwegii* asociado con pastizal montano (3800 m s.n.m.) y zacatonal (4000-4300 m s.n.m.).

**Cuadro 1. Características de los regímenes climáticos del suelo en un gradiente altitudinal en el PN-IP (Miehlich, 1991).**

| Altitud m | Régimen de humedad y temperatura | pp m. a. (mm) | T m. a. (°C) | Meses húmedos |
|---|---|---|---|---|
| 3000 | (A) Ústico isomésico | 1200-1000 | 11-14. | <8 |
| 3300-3800 | (B) Údico I-mésico/frígido | 1400-800 | 5.5-14 | 8 |
| 4000-4300 | (C) Ústico isofrígido | <800 | <5.5 | <8 |

pp m.a. (mm): precipitación media anual; T° m. a. (C°): Temperatura media anual

Los resultados mostraron que la microbiota tuvo mayor actividad a los 3800 m s.n.m. en laderas norte y sur. Los pisos altitudinales por debajo de éste presentaron menor actividad microbiológica, más notoria en exposición umbría que en solana, mientras que, en los sitios de mayores altitudes el comportamiento fue inverso. En contraste con el CBM, los valores más altos del coeficiente metabólico se observan a 4300 y los valores más bajos en 3800 m s.n.m. (Cuadro 2).

**Cuadro 2. Tipo de vegetación, régimen de humedad, temperatura, exposición, COS porcentual y actividad microbiana por gradiente.**

| Exposición | Vegetación | Régimen de Humedad y Temperatura HT | Altitud m | COS % | CBM Mg día$^{-1}$ ha$^{-1}$ | $qCO_2$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Umbría | Bosque mixto (*Abies religiosa*) | A | 3000 | 1.3 ± 0.1 | 0.17 ± 0.05 | 0.01 ± 0.004 |
| Solana | | | | 3.2 ± 0.1 | 0.65 ± 0.44 | 0.008 ± 0.005 |
| Umbría | | | 3300 | 5.7 ± 0.09 | 0.70 ± 0.64 | 0.005 ± 0.004 |
| Solana | | | | 5 ± 0.38 | 0.94 ± 0.16 | 0.01 ± 0.001 |
| Umbría | *Pinus hartwegii* y zacatonal | B | 3800 | 4 ± 0.08 | 1 ± 0.85 | 0.0065 ± 0.005 |
| Solana | | | | 5.4 ± 0.2 | 1.01 ± 0.82 | 0.004 ± 0.003 |
| Umbría | Zacatonal | C | 4000 | 2.7 ± 0.43 | 0.95± 0.29 | 0.005 ± 0.001 |
| Solana | | | | 3.1 ± 0.14 | 0.63 ± 0.52 | 0.0079 ± 0.006 |
| Umbría | | | 4300 | 3.75 ± 0.11 | 0.52 ± 0.36 | 0.015 ± 0.0105 |
| Solana | | | | 1 ± 0.02 | 0.37 ± 0.2 | 0.02 ± 0.016 |

Régimen HT: régimen de humedad y temperatura; COS: Carbono orgánico del suelo; CBM: Carbono de biomasa microbiana; $qCO_2$: Coeficiente metabólico.

La incorporación de materia orgánica fresca (MOF) enriquece el suelo con compuestos químicos lábiles de C, lo cual sostiene y estimula la mineralización de la MO recalcitrante (Montaño y Sánchez-Yañez, 2014).

En el régimen climático edáfico A, la microbiota tuvo su valor más bajo de CBM en la ladera umbría (0.17 Mg C $ha^{-1}$). Este valor es casi cuatro veces menor que en ladera solana (0.64 Mg C $ha^{-1}$), el porcentaje de COS fue 2.5 veces más alto en solana que en umbría y la eficiencia metabólica fue mayor en umbría que en solana (Cuadro 2).

En el clima edáfico B los valores de CBM fueron mayores en ladera solana, 0.94 Mg C $ha^{-1}$ con un $qCO_2$ 0.01, mientras que en ladera umbría el contenido de CBM fue de 0.70 Mg C $ha^{-1}$ con $qCO_2$ 0.005, contrario al contenido edáfico de carbono orgánico que fue mayor en umbría que en solana (Cuadro 2). La actividad bacteriana además de estar regulada por la energía del C orgánico disponible también lo está por la humedad (Montaño y Sánchez-Yañez, 2014).

El clima edáfico C corresponde con la vegetación predominante de zacatonal montano. A 4000 m s.n.m. se encontró el contenido porcentual de COS y el coeficiente metabólico más bajos que la media total, 2.7 y 0.005 en umbría, mientras que, en solana fue de 3.1 con $qCO_2$ de 0.008. Este comportamiento del CBM es contrario a lo que se ve en los pisos altitudinales inferiores a 3800 m, donde en las laderas umbría el CBM se ve reducido mientras que en laderas solana aumenta. A los 4300 m s.n.m. se obtuvo el $qCO_2$ más alto (0.02) y el contenido porcentual de COS más bajo registrado (1%) en ladera solana. En ladera umbría el CBM fue mayor (0.52 Mg C $ha^{-1}$) (Cuadro 2). Este comportamiento coincide con lo señalado por Cruz-Flores y Etchevers-Barra *et al.* (2011) que mencionan que las bajas temperaturas limitan la productividad forestal, por lo tanto, habrá menor contenido COS. Al tener menos COS en el suelo el CBM disminuye, en el caso de la ladera umbría, el CBM es mayor porque hay mayor contenido de COS pero menor eficiencia microbiana. Zhao *et al*. (2017) reporta que la actividad microbiana en los pastizales alpinos y templados es más sensible a los factores climáticos, su variación se explica en un 26% por estos factores. El Cuadro 3 presenta datos de COS y CBM obtenidos por otros autores en bosques templados.

**Cuadro 3. Contenidos de carbono orgánico del suelo y de carbono de biomasa microbiana en suelos de bosques templados.**

| Autor (año) e intervalo estudiado | CBM | | | COS | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Intervalo | Media ± D.e. | Unidades | Intervalo | Media ± D.e. | Unidades |
| García-Hernández (2003); 2832 a 3550 m | 27-297 | 157 ± 110 | kg $ha^{-1}$ | 37-227 | 125 ± 63 | t $ha^{-1}$ |
| Granados-Damian (2003); 2650 a 3550 m | 27-322 | 189 ± 87 | kg $ha^{-1}$ | 23-237 | 76 ± 66 | Mg $ha^{-1}$ |
| Cruz-Flores y Etchevers-Barra (2011); 2400 a 3900 m | 1-6.0 | 3 1 | Mg C $ha^{-1}$ | 23-238 | 89 ± 59 | Mg C $ha^{-1}$ |
| Escalante-Vélez y González-Mancilla (2013); 2475 a 3224 m | SD | SD | SD | 72-125 | 99 ± 23 | Mg C $ha^{-1}$ |
| Santiago (2018); 2419 a 3961 m | 0.06-0.92 | 0.34 | Mg C $ha^{-1}$ | 11-222 | 59 | Mg C $ha^{-1}$ |

D.e.: Desviación estándar.

*Variación de respiración microbiana en función de la calidad del mantillo (y biomasa radical)*

En los sitios estudiados de menores altitudes (3000 m y 3300 m) se presentó un mantillo tipo *moder*, mientras que, a partir de los 3800 m se encontró un mantillo tipo *mor*. El mantillo de tipo *mor* con mayor contenido porcentual de raíces finas fue el recolectado a 3800 m s.n.m. en ladera umbría (1.9%)

posiblemente por la presencia codominante de los tipos de vegetación pastizal con *Pinus hartwegii*, así mismo, fue el sitio con mayor CBM en ambas laderas (1 Mg C $ha^{-1}$). La acumulación de CBM en este piso altitudinal con el tipo de mantillo *mor* es probablemente por el enriquecimiento en la estructura de carbohidratos lo que lo hace más activo como fue citado por Andreetta *et al.* (2013).

*Variables edáficas (físicas*: *DA*, *HE; químicas*: *pH*, *C*:*N*, *%N*, *%C)*

En los sitios con densidades aparentes bajas se obtuvieron los menores valores de CBM, respiración basal y del porcentaje de COS. Las densidades de suelo más altas en los sitios estudiados de esta investigación poseen los valores más altos de CBM pero, el $qCO_2$ mostró que disminuye en relación a una mayor densidad aparente.

Los porcentajes más altos de humedad se presentaron a a 3800 m s.n.m. en ladera solana (60%) y en ladera umbría (58%) lo que coincide también con los contenidos más altos de CBM tanto en ladera solana como umbría, pero esto conlleva una menor eficiencia microbiana quizá por un contenido de COS menor. La humedad del suelo estimula el crecimiento vegetal por lo que el COS aumenta y la actividad microbiana se ve favorecida para utilizar el COS e ir abatiendo su contenido y por lo tanto disminuirlo (Montaño *et al.*, 2007). El pH activo fue de 4.6 a 5.7 en ladera solana y de 4.7 a 5.9 en ladera umbría, se considera de naturaleza ácida.

El CBM en ladera umbría con respecto a la relación C: N se ve aumentado en valores de entre 10 y 15, mientras que en ladera solana el CBM y la respiración basal incrementan, pero el coeficiente metabólico ($qCO_2$) disminuye con relaciones de 20 a 25. Esto estuvo condicionado a la variación de la insolación con respecto a la altitud y los aspectos que afectan a la vegetación, la humedad del suelo y los regímenes de temperatura (Bangroo *et al.*, 2017).

*Relación de los coeficientes de actividad y eficiencia microbiana con la formación de complejos órgano-minerales*

Los contenidos de $Al_p$ y $Fe_p$ se correlacionaron negativamente con la actividad microbiana, puesto que, la respiración microbiana y el CBM fue menor cuando las concentraciones de $Al_p$ y $Fe_p$ fueron más altas, de 4.3 y 1.16 g $kg^{-1}$ en umbría y 6.2 y 2.5 g $kg^{-1}$ en solana respectivamente a los 3800 m s.n.m. y fue mayor cuando las concentraciones del $Fe_p$ y $Al_p$ fueron menores. En suelos volcánicos, la descomposición microbiana de la materia orgánica puede estar limitada por la toxicidad de Al y valores de pH bajos (Matus *et al.*, 2014).

Se obtuvo la relación de Al:C, las mayores a 0.15 corresponden a los 3000 m s.n.m. en exposición sur y 4300 en exposición norte. Simon *et al*. (2018) 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. Los complejos de Al y Fe-humus se forman principalmente en ambientes que son ricos en carbono orgánico y pH bajo, pero el alofano está restringido a un pH > 5 (Matus *et al.*, 2014). Lo que coincide en este estudio ya que en los sitios con pH menos ácidos dominaron las relaciones más altas de Al:C y por lo tanto también los complejos órgano-metálicos (Merino *et al*., 2017).

## Conclusiones

La altitud media del estudio (3800 m s.n.m.) representa un parteaguas en el que cabe remarcar que respecto al microclima es limitante para la actividad microbiana en las altitudes superiores. El pH no fue determinante en los contenidos de CBM, pero si con el $qCO_2$, porque los suelos más ácidos fueron menos eficientes en la mineralización de COS debido a la formación de complejos órgano-minerales, que se rige principalmente por esta variable.

## Agradecimientos

A la UNAM, a la FES Zaragoza y al Instituto de Geología; al proyecto PAPIME PE215016 y a las personas involucradas en el desarrollo de éste.

## Literatura citada

Anderson, J. P. E. 1982. Soil respiration. pp. 831-871. *In*: Page, A. L., R. H. Miller and D. R. Keeney (eds). Methods of Soil Analysis, Chemical and Microbiological Properties, American Society of Agronomy. 2nd. Ed. American Society of Agronomy and Soil Science of America. Madison, Wisconsin.

Andreetta, A., C. Macci., V. Giansoldati., G. Masciandaro and S. Carnicelli. 2013. Microbial activity and organic matter composition in Mediterranean humus forms. Geoderma 209-210:198-208.

Bangroo, S. A., G. R. Najar and A. Rasool. 2017. Effect of altitude and aspect on soil organic carbon and nitrogen stocks in the Himalayan Mawer Forest Range. CATENA 158:63-68.

Cruz-Flores, G. y J. D. Etchevers-Barra. 2011. Contenidos de carbono orgánico de suelos someros en pinares y abetales de áreas protegidas de México. Agrociencia 45:849-862.

Escalante-Vélez, K. A. y D. González-Mancilla. 2013. Estimación de lineas base del contenido de carbono orgánico del sistema suelo-planta en un ambiente ribereño del río Amecameca. Tesis de Licenciatura. UNAM-FES Zaragoza. Ciudad de México.

García, A. y C. Rivero. 2008. Evaluación del carbono microbiano y a respiración basal en respuesta a la aplicación de lodo papelero en dos suelos de la Cuenca del Lago de Venezuela. Revista Facultad de Agronomía (Macaray) 34:119-133.

García-Hernández, M. S. 2003. Indicadores de calidad del suelo y estado nutrimental de *Abies religiosa* (H.B.K.) Schlt. Et Cham., en la Exposición occidente de los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatépetl. Tesis de Licenciatura. Facultad de Estudios Superiores Zaragoza UNAM, México, D.F.

Granados-Damian, M. R. 2003. Calidad del suelo y estado nutrimental del género *Pinus* en la vertiente occidental del Iztaccíhuatl y Popocatépetl. Tesis de Licenciatura. Facultad de Estudios Superiores Zaragoza, UNAM, México, D.F.

López-López, A. B. 2014. Influencia del relieve sobre las propiedades del suelo en una catena en laderas de montaña del Parque Nacional Izta-Popo. Tesis de Maestría. Uiversidad Nacional Autónoma de México. D.F. México. 103 p.

Matus, F., C. Rumpel, R. Neculman, M. Panichini and M. L. Mora. 2014. Soil carbon storage and stabilisation in andic soils: A review. CATENA 120:102-110.

Merino, C., S. Fontaine, G. Palma and F. Matus. 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.

Miehlich, G. 1991. Chronosequences of volcanic ash soils. Volumen 15 de Hamburger Bodenkundliche Arbeiten. Verein zur Förderung der Bodenkunde. Hamburg.

Montaño, N. M. y J. M. Sánchez-Yañez. 2014. Nitrificación en suelos tropicales, asunto de competencia microbiana: un modelo basado en la teoría de Lotka-Volterra. Ecosistemas 23:98-104.

Montaño, N. M., F. García-Olica and V. J. Jaramillo. 2007. Dissolved organic carbon affects soil microbial activity and nitrogen dynamics in a Mexican tropical deciduous forest. Plant and Soil 295:265-277.

SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales). 2002. NOM-021-RECNAT-2002, que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos. Estudios, muestreo y analisis. Catalogo de Normas Oficiales Mexicanas. Diario Oficial de la Federación. Segunda Sección. Martes 31 de diciembre de 2002. Distrito Federal, México. 73 p.

Siebe, C., R. Jahn y K. Stahr. 2006. Manual para la descripción y evaluación ecológica de suelos. 2da Ed. Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. México y Universidad Autónoma Chapingo. 57 p.

Simon, A., K. Dhendup, P. B. Rai and G. Gratzer. 2018. Soil carbon stocks along elevational gradients in Eastern Himalayan mountain forests. Geoderma Regional 12:28-38.

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.

Zhao, H., J. Sun, X. Xu and X. Qin. 2017.Stoichiometry of soil microbial biomass nitrogen in China's temperate and alpine grassland. European Journal of Soil Biology 83:1-8.

# 1.21. Carbono orgánico de suelos y paleosuelos en la Reserva de la Biósfera los Volcanes

**Enciso-Jiménez César O.**[1]; Cruz-Flores Gerardo[1]; Valderrábano-Gómez Juan M.[1]; López-López Alma B.[1] y Santiago-Aguilar Inyasid[1]

[1]Laboratorio de Edafología y Fisiología de la Nutrición Vegetal. UMIEZ. FES Zaragoza, UNAM. Batalla 5 de mayo, esquina Fuerte de Loreto, Colonia Ejército de Oriente. 09230. Iztapalapa, CDMX.
Autor para correspondencia: cesarolmo1995@gmail.com, edaynuve@gmail.com

## Resumen

El vulcanismo en la Sierra Nevada como fenómeno natural, ha sido y es precursor de la formación de nuevos suelos por lo que constantemente, a lo largo del tiempo, han dejado "suelos enterrados" o "paleosuelos". En éstos, se demuestran evidencias de cambios drásticos en los ambientes que influyen en modificaciones de los factores formadores del suelo. La zona de estudio ha sufrido cambios geológicos y climáticos que han influido en los contenidos de carbono y de cómo se ha mantenido en los suelos. El objetivo de este trabajo fue evaluar los contenidos de carbono orgánico en suelos recientes y compararlos con los de los paleosuelos localizados en una secuencia de climas asociados a bosques templados y pastizal montano para conocer los cambios en la Cuenca del río Alcalica en el Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatépetl (PN- IP) y su zona de influencia.

**Palabras clave**: *suelos forestales*; *bosques templados*; *paleosuelos.*

## Abstract

Volcanism in the Sierra Nevada as a natural phenomenon has been and is a precursor to formation of new soils, which has constantly left "buried soils" or "paleosols" over time. In these, evidence of drastic changes in the environments that influence changes in soil-forming factors is demonstrated. The study area has undergone geological and climatic changes that have influenced the carbon content and how it has remained in the soil. The aim of this work was to evaluate organic carbon contents in recent soils and compare them with those of paleosols located in a sequence of climates associated with temperate forests and montane pasture to know the changes in the Alcalica River Basin in Iztaccihuatl-Popocatépet National Park (IP-NP) and its area of influence.

**Key words:** *forest soils*; *temperate forests*; *paleosols.*

## Introducción

El vulcanismo en la Sierra Nevada es un fenómeno natural que ha sido y es precursor de la formación de nuevos suelos. La actividad volcánica constante a lo largo del tiempo ha dejado "suelos enterrados" o "paleosuelos" (Retallack y Wright, 1990). Estos han demostrado las evidencias de cambios drásticos en los ambientes, como consecuencia de modificaciones en los factores formadores del suelo, entre los que se incluye la acción del hombre. La materia orgánica del suelo (MOS) que contiene al carbono orgánico del suelo (COS), ha recibido particular atención debido a que puede actuar como fuente o almacén de carbono. Se ha sugerido que, en períodos de décadas a siglos, las actividades humanas relacionadas al uso de la tierra y su cambio de uso de la tierra y silvicultura (UTCUTS por sus siglas en ingles), son el principal factor que determina los niveles del almacenamiento del COS (Scott *et al*., 2002). Lo cual significa que los suelos agrícolas han pasado de actuar como sumideros de C a convertirse en fuente para

la atmósfera, debido al mal uso que se está realizando de los recursos edáficos y bióticos (Macías, 2004). Los suelos de las zonas boscosas sujetos a tala inmoderada, incendios forestales y algunos otros procesos de degradación, pueden ser considerados también como emisores de carbono (CONANP y SEMARNAT, 2012). La zona de estudio ha sufrido cambios geológicos y climáticos que le han dado una dinámica particular de cómo el carbono se ha mantenido en los suelos. Por lo que el presente estudio busca establecer los contenidos de carbono orgánico en suelos recientes y compararlos con el de los paleosuelos localizados en una secuencia de climas asociados a bosques templados y pastizal montano para conocer los cambios de este elemento a través del espacio y del tiempo dentro de la Cuenca del río Alcalica en la Reserva de la Biósfera los Volcanes y su zona de influencia.

## Materiales y Métodos

Para delimitar la zona de estudio se realizó una investigación bibliográfica y cartográfica. Se identificó el uso de suelo y tipo de vegetación. De INEGI se utilizaron las cartas topográficas E14B41 y E14B42 escala 1:50 000 y un modelo de elevación digital del terreno con resolución de 15 m por pixel. Esta información se visualizó y proceso en un sistema de información geográfica con la cual se eligieron, en un gradiente altitudinal de 2800 a 4200 m aproximadamente, al menos cuatro pares de sitios homólogos con exposición norte y sur (umbría y solana) en el lomo de ladera (López-López, 2014)

En campo, se realizó la descripción edafoecológica anotando la ubicación geográfica en sistema de coordenadas UTM, geoforma del terreno, altitud y estructura vertical de la vegetación. Se cavo una calicata para la correcta descripción del perfil, utilizando palas planas, pico y barrenas. Se describieron los horizontes con la metodología descrita por Siebe *et al.* (2006) y se tomaron las muestras de suelo destinadas al análisis de laboratorio y posteriormente se fotografiaron. Las muestras para determinación de densidad aparente, se colectaron con tubos de cobre y se envolvieron en papel aluminio para su procesamiento en laboratorio.

Las muestras de suelo se secaron a temperatura ambiente y se tamizaron con tamiz de malla 2 mm, para su almacenamiento en frascos de polietileno previamente etiquetados. Las propiedades químicas evaluadas fueron: la materia orgánica con el método de Walkley y Black (Jackson, 1964) para obtener el porcentaje de carbono orgánico del suelo (C-orgánico) por el factor de Van Benmelen (Eyherabide *et al*., 2014); el pH del suelo se determinó en relación suelo-agua 1:2 (Jackson, 1964) y la conductividad eléctrica con el método propuesto por Richards (1982). Entre las propiedades físicas se evaluaron la textura, pedregosidad, color, estructura, estabilidad de agregados y humedad con el manual de Siebe *et al.* (2006). Este mismo señala el método que se utilizó para la densidad.

Para determinar las relaciones entre los contenidos de carbono con las diversas variables y propiedades del suelo se realizó un análisis de correlación simple de Pearson que continuará con el de análisis de correlación múltiple.

## Resultados y Discusión

Se visitaron y estudiaron 13 sitios a lo largo de toda la cuenca del río Alcalica, en los que se observó que la distribución de la vegetación de los sitios estudiados está fuertemente determinada por la altitud. Arriba de 4300 m se observó la presencia de pastizales amacollados como grupo dominante; en 4100 m aún hay presencia del bosque de *Pinus hartwegii* pero en ecotono con zacatonales montano. A 3300 m de altitud se desarrolla el bosque de *Abies religiosa* con altos signos de perturbación por tala clandestina y "legal", así como multiplicidad de caminos. Para el análisis de los resultados se consideró conveniente agrupar los datos por piso altitudinal y por pares homólogos en altitud, pero con exposición contrastante de ladera (Cuadro 1).

**Cuadro 1. Ubicación geográfica y características generales de los sitios.**

| Sitio | Coordenadas X | Coordenadas Y | Altitud | Perfil | Exposición | Pendiente del perfil | Vegetación Dominante |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | m | | | | Grados | |
| Tomacoco 1 | 531856 | 2114979 | 3006 | 10 | Umbría | 23 | *Abies religiosa* perturbado |
| Tomacoco 2 | 532087 | 2115283 | 3006 | 9 | Solana | 24 | *Abies religiosa* perturbado |
| Ameca 1 | 533828 | 2115278 | 3289 | 13 | Umbría | 32 | *Abies religiosa* perturbado |
| Ameca 2 | 533939 | 2115585 | 3289 | 12 | Solana | 35 | *Abies religiosa* perturbado |
| La Joya 1 | 535866 | 2116294 | 3835 | 5 | Umbría | 21 | *Pinus hartwegii* -Zacatonal |
| La Joya 2 | 535758 | 2116618 | 3835 | 4 | Solana | 31 | *Pinus hartwegii* -Zacatonal |
| La Joya 3 | 536807 | 2116907 | 4004 | 2 | Solana | 18 | *Pinus hartwegii* -Zacatonal |
| La Joya 4 | 537138 | 2116256 | 4004 | 1 | Umbría | 33 | *Pinus hartwegii* -Zacatonal |
| La Reyna 1 | 537079 | 2116759 | 4336 | 7 | Umbría | 40 | Zacatonal |
| La Reyna 2 | 537495 | 2116352 | 4336 | 8 | Solana | 22 | Zacatonal |

*Suelos recientes*

Para conocer el comportamiento de los contenidos carbono en suelos recientes, para efectos de interpretación del contenido de carbono por horizonte se decidió asignar números a los horizontes. En el caso de los *horizontes 1*, estos hacen referencia a los horizontes *Ah* de todos los suelos, pero a partir de éste, obviamente, cada uno de los perfiles estudiados muestran un desarrollo edafogenético diferente. En esta investigación se asume que cuando en el perfil de un suelo reciente tiene *horizonte 2*, éste puede hacer referencia a horizontes $Ah_2$ o *AC*.

El estudio en campo y las pruebas de laboratorio mostraron que los suelos ubicados en la ladera umbría tuvieron mayor cantidad de humedad que contribuye al desarrollo de mayor productividad de biomasa y una menor tasa de descomposición de la materia orgánica aumentando los contenidos de carbono orgánico en el suelo. El análisis de resultados mostró que en los suelos recientes, los horizontes superficiales (*Horizonte 1*) son los que muestran los valores más altos de carbono como efectivamente se espera de horizontes superficiales que anualmente reciben aportes de materia por actividad biológica.

En estos casos, los contenidos de carbono se encontraron en un amplio intervalo que osciló desde 10 hasta 341 Mg C $ha^{-1}$, con un promedio de 130 Mg C $ha^{-1}$. Estas variaciones se explican en función del tipo de vegetación y la exposición de ladera pues no existe una tendencia en el contenido de carbono que responda a la pendiente del sitio en el que se describieron los perfiles. Los horizontes superficiales (*horizontes 1 = Ah*) que acumulan mayores contenidos de carbono orgánico (190 Mg C $ha^{-1}$) son los ubicados en exposición de ladera expuesta a menor radiación solar (umbría) y se observó que superan a los perfiles homólogos en altitud ubicados en suelos de ladera solana en más del 100% que alcanzaron un valor máximo de 82 Mg C $ha^{-1}$. Los contenidos de carbono en este horizonte 1 muestran que, respecto al tipo de vegetación que sustentan, en el ecotono *Pinus hartwegii* – Zacatonal, estos horizontes superficiales acumulan los mayores contenidos de carbono alcanzando hasta 192 Mg C $ha^{-1}$ respecto a los menores contenidos de carbono que se acumulan en los suelos bajo los zacatonales montanos que se desarrollan en los límites de la vegetación distribuidos por arriba de los 4300 m y sometidos a condiciones extremas. De diez perfiles observados en esta catena, el espesor promedio de estos horizontes superficiales (*Horizonte 1*) es de 0.29 m, con un intervalo entre 0.16 m y 0.55 m con excepción de un perfil con horizonte 1 muy desarrollado con poco más de 0.70 m de espesor (Figura 1).

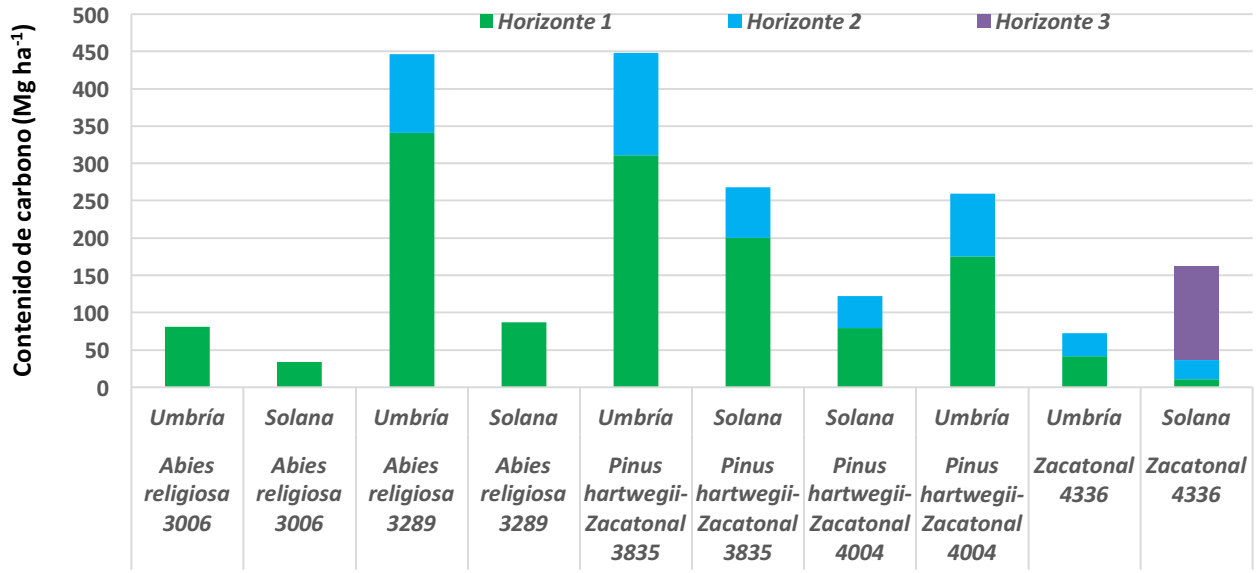



**Figura 1. Contenido de carbono en cada horizonte de suelo reciente, ordenado por exposición de ladera, tipo de vegetación y altitud.**

Respecto a los *horizontes 2* (*$Ah_2$* o *AC*), se observó que estos se encontraron en siete de los diez perfiles, el espesor promedio fue de 0.30 m. La morfología del perfil descrita en campo y los ensayos de pruebas físicas y químicas del suelo confirman varias características ándicas como consecuencia de ser derivados de material volcánico (Shoji y Takahashi, 2002; Dahlgren, *et al*., 2004; Sánchez-Espinosa y Rubiano-Sanabria, 2015). Con excepción de un perfil en el límite altitudinal de la vegetación (La Reyna, solana, 4336 m) en los demás perfiles el *horizonte 2* presentó menos del 50% del contenido del carbono respecto a los *horizontes 1* (Cuadro 2).

**Cuadro 2. Caracteristicas del suelo en los diferentes sitios.**

| Sitio | Humedad higroscópica (%) | Densidad Aparente (g $cm^{-3}$) | pH en Agua | Conductividad eléctrica (dS $m^{-1}$) | Carbono orgánico (Mg $ha^{-1}$) | Índice melánico | Alp/Alo |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tomacoco U | 16.5 | 0.8 | 5.0 | 1.4 | 81.4 | 1.9 | 0.5 |
| Tomacoco S | - | 0.2 | 0.0 | 0.2 | 33.7 | 0.8 | 0.2 |
| Ameca U | 22.1 | 0.9 | 5.3 | 0.7 | 160.5 | 0.7 | 0.5 |
| Ameca S | 14.7 | 1.0 | 5.3 | 0.6 | 65.7 | 0.3 | 0.2 |
| La Joya U | 69.2 | 0.7 | 5.4 | 0.6 | 224.2 | 0.8 | 0.8 |
| La Joya S | 60.1 | 1.0 | 5.9 | 0.5 | 140.4 | 0.6 | 0.2 |
| La Joya U | 27.5 | 1.0 | 6.3 | 0.5 | 61.1 | 1.0 | 0.3 |
| La Joya S | 28.3 | 0.9 | 6.3 | 0.5 | 129.6 | 1.0 | 0.3 |
| La Reyna U | 25.3 | 0.8 | 4.9 | 1.0 | 36.1 | 1.1 | 0.9 |
| La Reyna S | 23.5 | 0.9 | 5.1 | 0.9 | 61.0 | 0.5 | 0.5 |

U= Umbría; S=Solana.

*Paleosuelos*

Como se sabe, en la Sierra Nevada el vulcanismo es precursor de la formación de nuevos suelos, dsado que la actividad volcánica ha dejado "suelos enterrados" o "paleosuelos" (Retallack y Wright,1990). Si se asume que bajo los suelos recientes descritos, se encuentran depósitos de materiales piroclásticos, ceniza volcánica o tefras, se está ante suelos de aproximadamente mil años (Miehlich, 1991).

Bajo el criterio de que si en suelos de mil años (paleosuelos) bajo la capa de "pómez pink", se observa un *horizonte 2*, éste hace referencia a horizontes *2Ah*, *2AB*, *2AC* o *2Bw*. Cuando se mencione al *horizonte 4* u *horizonte 5*, éstos pueden ser descritos como horizontes *2C*, *2BC*, $2Bw_1$, $2bw_2$ y $2Bw_3$.

Los suelos de mil años, son suelos sepultados debajo de una capa de ceniza pómez denominada "Pómez Rosa o P1" de ~1,100 años (Arana *et al*., 2010). En la Figura 2, se aprecia que el *horizonte 2*, presentó una media de 94 Mg C $ha^{-1}$, con contenidos de 68 a 120 Mg C $ha^{-1}$. La exposición de ladera con mayor contenido de carbono fue la solana con un valor promedio de 76 Mg C $ha^{-1}$ y la de menor acumulación la ladera Umbría con 71 Mg C $ha^{-1}$. En ladera solana a 3289 m se encontró la mayor acumulación de carbono (241 Mg C $ha^{-1}$), mientras que la ladera umbría a 4004 m con 25 Mg $ha^{-1}$. Duchaufour (1984), menciona que la génesis de los andosoles ocurre en tres etapas, de las cuales la tercera, está relacionada con las tasas de humedecimiento y secado, que promueven la formación de moléculas órgano-minerales más complejas. De nueve perfiles en los que se encontraron paleosuelos de más de mil años, el espesor promedio de los *horizontes 2* fue de 0.25 m, con intervalos de 0.21 m - 31 m. Posteriormente en los *horizontes 3* se observó un aumento del espesor con un promedio de 0.43 m, con intervalos de 0.13 m a 0.87 m. El espesor disminuyó en los *horizontes 4* con promedio de 0.19 m, con un valor máximo de 0.22 m y un mínimo de 0.12 m. Para luego volver a aumentar a unos 0.47 m en promedio en los *horizontes 5* y con intervalos que van desde los 0.27 m a los 0.67 m. De igual forma se observó que en la media del contenido de carbono disminuyó del *horizonte 2* al *horizonte 4* (94 Mg C $ha^{-1}$, 80 Mg C $h^{-1}$ y 47 Mg C $ha^{-1}$ respectivamente), pero se observó un aumento en el *horizonte 5*, con 80 Mg C $ha^{-1}$ en promedio.

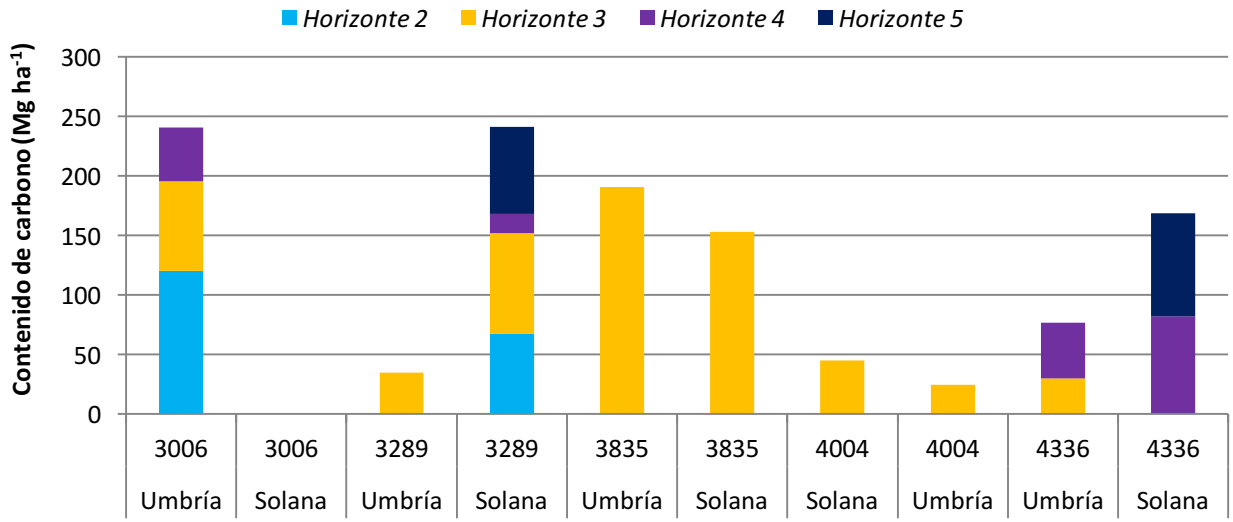



**Figura 2. Contenido de carbono en cada horizonte de paleosuelo, ordenado por exposición de ladera y altitud.**

La comparación general entre suelos y paleosuelos mostró que los contenidos de carbono orgánico por horizonte indican que el *horizonte 1* almacenó más carbono. Le siguen en orden descendente el *horizonte 2* (*2Ah*) de suelos de más de mil años, seguido por los *horizontes 3* y *horizonte 5* con cantidades similares. El *horizonte 2* de suelos recientes con 70 Mg C $ha^{-1}$ en promedio, posee el segundo valor más bajo, debido a que el horizonte 4 en paleosuelos, fue el valor más bajo de todos. A pesar de esto, la Figura 2 muestra que a 3006 m, el *horizonte 2 (2Ah*) de más de mil años en ladera umbría presentó contenidos 39 Mg de carbono mayores en comparación del *horizonte 1* (*Ah*) de suelos recientes. Un comportamiento que se debe estudiar con la descripción de perfiles y de cuantificación de contenidos de carbono en lo que en forma opuesta a lo descrito ocurre en ladera solana a 3289 m, donde el contenido de carbono

disminuye a 19 Mg C $ha^{-1}$ en el *horizonte 2* (*2Ah*) de más de mil años respecto a los 87 Mg C $ha^{-1}$ que presenta el *horizonte 1* (*Ah*) en suelos recientes. De igual forma, a 4336 m ladera solana, se observa que el *horizonte 3* en suelos recientes con contenidos de 126 Mg C $ha^{-1}$, presentan disminución de los contenidos de carbono entre 44 y 40 Mg C $ha^{-1}$ respectivamente en el *horizonte 4* y *horizonte 5* en suelos de más de mil años.

## Conclusiones

Los sitios muestran un desarrollo distinto a lo largo del perfil, por lo que podemos deducir que variables como la exposición, la altitud y la vegetación son, entre otras, las que determinan el comportamiento del carbono.

La comparación de contenidos de carbono orgánico entre paleosuelos y suelos recientes, muestra que los *horizontes 1* (*Ah*) almacenan más carbono que sus homólogos entre los paleosuelos (*2Ah*).

Los suelos en exposiciones de ladera "umbría poseen más carbono que sus homólogos de ladera "solana" en suelos recientes, pero los paleosuelos muestran una tendencia opuesta por lo que viene la pregunta siguiente:

¿Ha habido cambios sustantivos entre los climas actuales y los paleo-climas en la región?

## Literatura citada


Arana, L., C. Siebe and J. L. Macías. 2010. Dynamics of the ca. 4965 yr 14C BP "Ochre Pumice" Plinian eruption of Popocatepetl volcano, Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research 192:212-231.

CONANP (Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas) y SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales). 2012. Programa de Manejo Parque Nacional Iztaccíhuatl Popocatépetl. Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas y Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Distrito Federal, México. 54 p.

Dahlgren, R. A., M. Saigusa and F. C. Ugolini. 2004. The Nature, Properties and Management of Volcanic Soil. Advances in Agronomy. 82:113-182.

Duchaufour, P. 1984. Edafología. Edafogénesis y clasificación. Masson. Paris, Francia. 493 p.

Eyherabide, M., H. Saínz., P. Barbieri y H. E. Echeverría. 2014. Comparación de métodos para determinar carbono orgánico en suelo. Ciencia del Suelo 32:13-19.

Jackson, M. L. 1964. Análisis químico de suelos. Omega. Barcelona, España. 145 p.

López-López, A. B. 2014. Influencia del relieve sobre las propiedades del suelo en una catena en laderas de montaña del parque Nacional Izta-Popo. Tesis de Maestría en Ciencias. I. G. México, D. F.

Macías, F. 2004. Sumidero de carbono para el forzamiento climático antropoceno. Una visión de alternativas de actuación desde la ciencia del suelo. Edafología 11:7-25.

Miehlich, G. 1991. Chronosequences of volcanic ash soils. Diss. doct. Geowisschenschaft. Hamburger Bodenkundliche Arbeiten 15. Hamburg. 207 p.

Retallack, G. J. and V. P. Wright 1990. Micromorphology of Lithified Paleosols. Developments in Soil Science 19:641-652.

Richards, L. A. 1982. Diagnóstico y rehabilitación de suelos salinos y sódicos. 6ta. ed. Ed. Limusa. Distrito Federal, México. 172 p.

Sánchez-Espinosa, J. A. y Y. Rubiano-Sanabria. 2015. Procesos específicos de formación en Andisoles, Alfisoles y Ultisoles en Colombia. Revista EIA. 12:85-97

Scott, N. A., K. R. Tate, D. J. Giltrap, C. Tattersall-Smith, H. R. Wilde, P. J. F. Newsome and M. R. Davis. 2002. Monitoring land-use change effects on soil carbon in New Zealand: quantifying baseline soil carbon stocks. Environmental Pollution 116:S167-S186.

Shoji, S. and T. Takahashi. 2002. Environmental and Agricultural Significance of Volcanic Ash Soils. Global Environmental Research 6:113-135.

Siebe, C., R. Jahn y S. Karl. 2006. Manual para la descripción y evaluación ecológica de suelos en el campo. Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México. D. F., México.

# 1.22. Dinámica y modelación del carbono en agregados de suelos asociados bosques infestados por muérdago enano

**Parsa-Retana Mayra**[1]; Velázquez-Rodríguez Alma S.[2]; Endara-Agramont Angel R.[3] y Paz-Pellat Fernando[4]

[1]Estudiante de maestría, Programa de Biología. Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma del Estado México, Carretera Toluca - Ixtlahuaca km 15.5, El Cerrillo Piedras Blancas, Toluca de Lerdo, 56200, Estado de México, México.
[2]Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma del Estado México, Carretera Toluca - Ixtlahuaca km 15.5, El Cerrillo Piedras Blancas, Toluca de Lerdo, 56200, Estado de México, México.
[3]Instituto de Ciencias Agropecuarias y Rurales, Universidad Autónoma del Estado México, Carretera Toluca - Ixtlahuaca km 15.5, El Cerrillo Piedras Blancas, Toluca de Lerdo, 56200, Estado de México, México.
[4]Colegio de Postgraduados, Carretera México – Texcoco km 36.5 Montecillo, Texcoco, 56230, Estado de México, México.
Autor de correspondencia: parsamayra@gmail.com

## Resumen

El muérdago enano (género *Arceuthobium*) es una planta hemi-parásita que en México representa la segunda causa de daño biológico a bosques de coníferas. Esta planta provoca una defoliación del árbol huésped y reduce su tasa de crecimiento hasta ocasionar su muerte. Estudios han demostrado que los suelos asociados con este género emiten más $CO_2$ que los de bosques sanos. En el presente trabajo se determinó si la presencia de *Arceuthobium globosum* y *Arceuthobium vaginatum* en bosque de *Pinus hartwegii* influye en la agregación del suelo y en el contenido de carbono. Se determinó la estabilidad de agregados así como el carbono que almacenan en cada una de estas fracciones, encontrándose que los suelos asociados con *A. globosum* presentan el menor diámetro medio ponderado a profundidades de 10 a 30 cm, además tienden a almacenar el mayor porcentaje de C en agregados de menor tamaño en comparación con los bosques sanos y los infestados con *A. vaginatum.* La información generada a partir de estos estudios se utilizó para validar el modelo propuesto por Paz y colaboradores.

**Palabras clave:** *Arceuthobium*; *agregación del suelo*; *modelo de carbono.*

## Abstract

Dwarf mistletoe (genus *Arceuthobium*), a hemi-parasitic plant, is the second cause of damage to coniferous forests in Mexico. This plant causes a significant defoliation of the host tree, decrease in growth rate, and ultimately, it kills the host. Studies have shown that soils associated with this genus emit more $CO_2$ than those from healthy forests. In this study we tested the hypothesis that a severe infection of A. globosum and A. vaginatum in P. hartwegii forest could have effects on soil structure (aggregation) and carbon content. We determined aggregate stability and carbon stored in each of these fractions, finding that the soils associated with A. globosum have the smallest weighted average diameter at depths of 10 to 30 cm, also tend to store the highest percentage of C in smaller aggregates compared to healthy forests and those infested with A. vaginatum. The information generated from these studies was used to validate the model proposed by Paz and cols.

**Key words:** *Arceuthobium*; *soil aggregation*; *carbon model.*

## Introducción

El muérdago es una planta hemi-parásita de la familia *Loranthacea* que obtiene agua y nutrientes de sus plantas huésped a través de un accesorio vascular especializado llamado haustorio (Kuijt, 1969).

Dentro de esta familia se encuentra el género *Arceuthobium*, conocido como muérdago enano que incluye especies que afectan coníferas (Vázquez-Collazo *et al*., 2006). Cuando estos forman una infestación sistémica causan una defoliación significativa del árbol huésped llevando a la pérdida de la copa (Hawksworth y Wiens, 1996), reducen la tasa de crecimiento, la altura y el diámetro del tallo (Hawksworth y Wiens, 1996; Tinnin *et al*., 1999; Godfree *et al*., 2003), la tasa de intercambio de gases y finalmente inducen la muerte del hospedero (Godfree *et al*., 2003).

En México, este género ataca los bosques de alta montaña, ubicados por encima de los 3500 m s.n.m., dominados por bosque de *Pinus hartwegii* (Endara-Agramont, 2010). *Arceuthobium* es considerado como el agente biótico más destructivo después de los insectos descortezadores (Madrigal *et al*., 2007) ocasionando una pérdida anual de superficie de bosque de hasta 1.4 $m^3$ $año^{-1}$ $ha^{-1}$ (Vázquez-Collazo *et al*., 2006). Al disminuir la biomasa forestal, el ciclo del carbono sufre un desbalance entre la entrada (fotosíntesis) y la salida (respiración) de C por parte del bosque. Además de ocasionar la muerte de los árboles, se ha reportado que especies de la misma familia (*Loranthacea*) aumentan significativamente el mantillo en general hasta en un 189%, acelerando el ciclo de nutrientes (Quested *et al*., 2002) y modificando las propiedades del suelo (Mellado *et al*., 2016), ocasionando que los suelos asociados a bosques severamente infestados emitan más $CO_2$ que los de bosques sanos (Cullings y Hanely, 2010).

En el Área de Protección de Flora y Fauna del Nevado de Toluca se han descrito dos especies; *Arceuthobium vaginatum* y *Arceuthobium globosum* (Ramírez-Dávila y Porcayo-Camargo, 2009), siendo la ladera occidental del volcán Xinaltécatl la más afectada por estas especies (Cedillo-Alonso, 2017). Estudiar la dinámica del carbono en suelos de bosques de alta montaña dominados por *Pinus hartwegii*, infestados con *A. globosum y A. vaginatum*, a nivel de agregados nos ayudará comprender cuál es el efecto que tienen estas plantas sobre la estructura del suelo.

De acuerdo con Christensen (2001) la estructura del suelo puede ser caracterizada mediante el fraccionamiento físico en; a) materia orgánica libre, b) complejos organominerales primarios (arena, limos y arcillas) y c) complejos organominerales secundarios (agregados). La agregación del suelo va estar dada por la floculación de los complejos organominerales primarios y estabilizada posteriormente por agentes cementantes. Mantener un buen estado de agregación permitirá que los suelos tengan una porosidad adecuada que permita la penetración de raíces, adecuada infiltración y difusión de oxígeno (Taboada-Castro y Taboada-Castro, 2003). Los agregados pueden ser clasificados de acuerdo a su tamaño en; microagregados (< 250 µm) y macroagregados (> 250 µm) (Tisdall y Oades, 1982).

Frecuentemente la estabilidad del suelo se mide mediante un tamizado ya sea en húmedo o en seco, determinando posteriormente el porcentaje de cada clase diamétrica, la forma de expresar los resultados del ensayo depende de la naturaleza del análisis. Cuando se determina la distribución media de los fragmentos la estabilidad suele expresarse como el diámetro medio ponderado (DMP) (Taboada-Castro y Taboada-Castro, 2003).

En este trabajo se analiza la influencia de *Arceuthobium vaginatum* y *A. globosum* en la agregación del suelo y en el contenido de carbono en cada fracción. La información que se generó a partir de este estudio permitió validar el modelo de Paz *et al*. (2012) para complejos organominerales secundarios, la cuál se describe en la ecuación 1.

$$C_f = A\left(\frac{1}{T_f}\right)^{-B} \qquad \text{(Ec. 1)}$$

dónde se establece una relación de tipo potencial entre el carbono asociado a una fracción fisica *f* del suelo ($C_f$) en relación con el tamaño de los agregados ($T_f$).

## Metodología

### *Muestreo*

La zona de estudio comprendió un área de 108 ha sobre la ladera occidental del volcán del Área de Protección de Flora y Fauna del Nevado de Toluca, a una cota altitudinal entre los 3500 a 3800 m s.n.m., donde de acuerdo a un análisis espacial previo realizado por Cedillo-Alonso (2017) esta zona presenta una infestación severa por *A. vaginatum y A. globosum*, además en este polígono de estudio fue posible encontrar árboles con características dasométricas similares. El tipo de suelo predominante es el andosol, el clima es semifrío subhúmedo CONANP (2016) con temperatura media anual entre -2 °C y 7 °C y lluvias en verano.

Para la toma de muestras se estableció un transecto de 3600 m de largo, sobre la cota altitudinal de los 3800 m, a través del cual se colocaron 5 puntos, uno cada 600 m. Tomando como referencia estos puntos, se buscaron los sitios más cercanos que presentaran infestación alta por *Arceuthobium vaginatum*, *A. globosum* o bosque sano. Al final se tuvieron cinco sitios de cada condición (Figura 1a).

La determinación del nivel de infestación por muérdago enano en bosque de *Pinus hartwegii* se realizó de acuerdo con los principios de evaluación de Hawksworth (1977), que consiste en dividir al individuo en tercios y evaluar cada una de estas fracciones en una escala de 0 a 2. Se consideró un nivel alto de infección cuando, al sumar los valores de cada tercio el resultado fue de cinco o seis. Finalmente, se eligieron cinco parcelas por tipo de muérdago, con nivel alto de infestación y cinco para bosque sano, en donde se colectaron seis muestras por parcela, bajo árboles con un diámetro a la altura del pecho (DAP) entre 30-40 cm. A los árboles evaluados de igual forma se les determinó cobertura y altura.

Los puntos de muestreo se ubicaron utilizando como referencia el método punto-cuadrante para muestras de bosque (Cottam y Curtis, 1956) como se representa en la Figura 1b. El círculo del centro (PC) representa un individuo con un DAP entre 30 a 40 cm, utilizando este punto como referencia se establecieron cuadrantes imaginarios, donde se ubicó el individuo más cercano, uno por cada cuadrante con características similares a las de punto central.

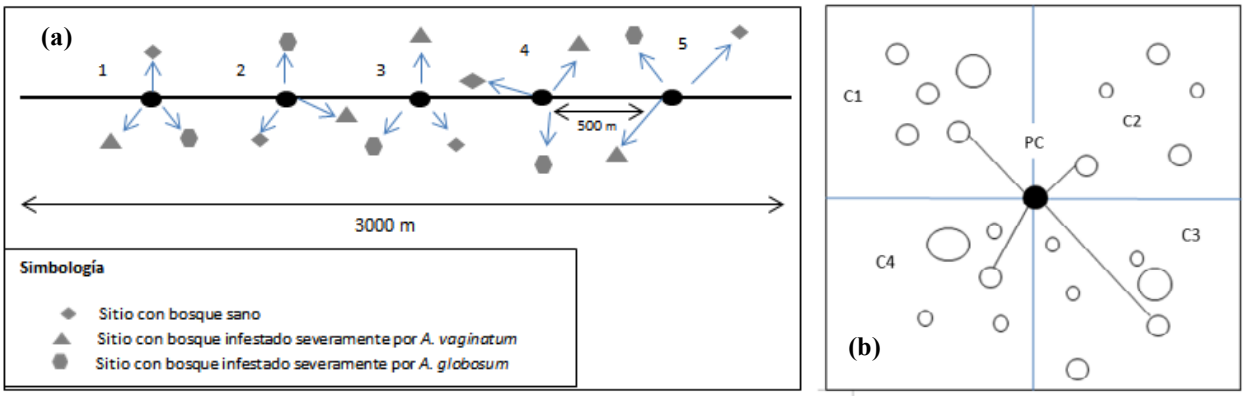



**Figura 1. a) Selección de los sitios de muestreo. b) Diagrama simplificado del método punto-cuadrante para muestreo de bosque (Cottam y Curtis 1956).**
PC.- Punto central, C1.- cuadrante 1, C2.- Cuadrante 2, C3.- Cuadrante 3 y C4.- Cuadrante 4.

Se tomaron seis muestras por parcela, dos en el punto central (PC) y una muestra en cada cuadrante (C1, C2, C3 y C4) 1.5-2 m al norte del fuste del árbol, que cumplieron con las siguientes condiciones: DAP entre 30 y 40cm, sin presencia de insectos descortezadores y con un nivel de infestación alto por *A. globosum*, *A. vaginatum* y, árboles sanos, como testigos. Se colectaron núcleos de suelo hasta una profundidad de 30 cm (profundidad de muestreo recomendada por el IPCC) con ayuda de un barreno de

8.0 cm de diámetro, separando la muestra a cada 10 cm de profundidad (0-10, 10-20 y 20-30 cm) y colocándolas en bolsas de plástico debidamente etiquetadas.

*Fase de laboratorio*

Las muestras de suelo fueron secadas al aire libre durante siete días y posteriormente determinó pH del suelo en agua y KCl en relación 1:2 de acuerdo a la NOM-021-RECTNAT-2000, así como la densidad aparente del suelo aplicando una corrección por fragmentos gruesos (Etchevers *et al*., 2005).

*Determinación de la estabilidad y contenido de carbono*

Se determinó la estabilidad en seco de agregados para las muestras colectadas en el punto central de cada uno de los sitios de acuerdo con la metodología de Kemper y Rosenau (1986). Se pesó el total de la muestra de suelo colectado colocándolo posteriormente en un juego de 5 tamices, la muestra de se agitó durante 5 minutos utilizando un tamizador vibratorio, posteriormente se registró el peso retenido en cada tamiz y se calculó el porcentaje de cada fracción (>6.36 mm, 4.76-2 mm, 2.00-1,19 mm, 1.19- 0.25 mm y <0.25 mm), para después realizar los cálculos necesarios para determinar el diámetro medio ponderado (DMP) con la ecuación 2.

$$DMP = \sum_{i=1}^{n} \bar{x} * \omega \qquad \text{(Ec. 2)}$$

donde, $\bar{x}$ es el diámetro medio de cada fracción y ω es el porcentaje de agregados de cada tamiz con respecto al suelo total (expresado en tanto por uno).

A cada fracción obtenida anteriormente se determinó el contenido de carbono orgánico total utilizando el equipo TOC Shimadzu. La información que se generó a partir de este estudio se utilizó validar el modelo de Paz *et al*. (2012) para complejos organominerales secundarios.

**Resultados y Discusión**

No se encontraron diferencias significativas en el pH del suelo entre las tres condiciones; en todos los casos el valor de pH en agua osciló entre las 5.0 unidades y 4.20 en KCl. Estos valores concuerdan con los reportados por Cruz-Flores y Etchevers-Barra (2011) quienes, a una altura de 3000 a 3500 m s.n.m. encontraron valores de pH (0-20 cm de profundidad) de 4.9 en agua y 4.6 en KCl, clasificándolos como fuertemente ácidos. Ésta es una característica de los andosoles desarrollados sobre ceniza volcánica, la acidez se atribuye a la alta reactividad y área superficial de minerales amorfos y de óxidos microcristalinos que participan activamente con cargas dependientes del pH, mediante fenómenos de superficie (Paterson *et al.*, 1991).

La densidad aparente para cada condición se presenta en el Cuadro 1, en todos los casos se observan valores menores en los primeros 10 cm y el incremento con la profundidad. Una característica de los andosoles es su baja densidad <0.90 g $cm^{-3}$ debido al alto contenido de materia orgánica. La densidad aparente del suelo es afectada por diversos factores, como el tipo de minerales predominantes en el suelo, el contenido de materia orgánica, la textura, estructura y el uso de suelo; al considerar estos factores, los valores pueden ser tan bajos como 0.3 g $cm^{-3}$ en suelos con un alto contenido de materia orgánica (Rodríguez-Fuentes y Rodríguez-Absi, 2002).

**Cuadro 1. Promedios de la densidad aparente del suelo.**

| Suelo | Profundidad (cm) | Densidad aparente $gcm^{-1}$ |
|---|---|---|
| *A. vaginatum* | 0-10 | 0.41 |
| *A. globosum* | 0-10 | 0.53 |
| Bosque sano | 0-10 | 0.44 |
| *A. vaginatum* | 10-20 | 0.49 |
| *A. globosum* | 10-20 | 0.62 |
| Bosque sano | 10-20 | 0.56 |
| *A. vaginatum* | 20-30 | 0.57 |
| *A. globosum* | 20-30 | 0.63 |
| Bosque sano | 20-30 | 0.61 |

**Cuadro 2. Diámetro medio ponderado (mm).**

| Profundidad | *Arceuthobium globosum* | *Arceuthobium vaginatum* | Bosque sano |
|---|---|---|---|
| 0-10 | 2.2 | 3.27 | 2.98 |
| 10-20 | 1.71 | 2.77 | 2.64 |
| 20-30 | 1.34 | 2.1 | 2.2 |

*Estabilidad y agregación del suelo*

En cuanto a la agregación, los suelos bajo distintos niveles de infestación presentaron granulometría similar con dominio de partículas menores a 1.19 mm y, el tamaño de partícula menos frecuente fue el de aquellas con un diámetro entre 1.19 y 2 mm. Sin embargo, *A. globosum* presenta un menor porcentaje de agregados gruesos, en comparación con los otros dos tratamientos.

Los resultados del diámetro medio ponderado (DMP) promediado para los tres tratamientos se muestran en el Cuadro 2. Se observan 2 diferentes grados de estabilidad de acuerdo con los criterios establecidos por Le Bissonnais (1996). De acuerdo con estos criterios los tres tratamientos tienen una estructura muy estable (DMP > 2.0 mm) a profundidad de 0-10 cm. Sin embargo, cuándo la profundidad es de 10 a 30 cm sólo conservan esta característica los suelos asociados a bosque sano y a *A. vaginatum*, mientras que los asociados a *A. globosum* cambian su índice a estables (DMP entre 1.3 y 2.0).

*Contenido de C y fraccionamiento físico del suelo*

El contenido de C $kg^{-1}$ en los agregados de suelos asociados a bosque de *Pinus hartwegii* bajo distintas condiciones de infestación por muérdago enano se puede observar en la Figura 2. Los porcentajes de carbono orgánico total en la ladera occidente del Nevado de Toluca, a una altitud entre los 3500 a 3800 m, se clasifica como muy alto de acuerdo a la NOM 021-RECNAT (2000), una característica muy común en suelos volcánicos. No se encontraron diferencias significativas entre tratamientos, aunque se puede apreciar una tendencia en los suelos asociados con *A. globosum* a acumular menos C que las otras dos condiciones.

En cuanto a la acumulación de C en los agregados, los suelos asociados con *A. globosum* tienden a almacenar el mayor porcentaje de C en la fracción más fina, a profundidades de 10-30 cm, también es la condición que posee menor porcentaje de agregados >2 mm, por lo que la presencia de esta especie puede estar comprometiendo la agregación de suelo. Los efectos distintos entre A. *globosum y A. vaginatum* pueden deberse a que la primera tiende a tener un mayor crecimiento (18 cm a 70 cm de largo) que la segunda (20 cm a 55 cm de largo) (Hawksworth y Wiens, 1996) por lo que se esperaría que tomara mayor proporción de fotosintatos del hospedero.

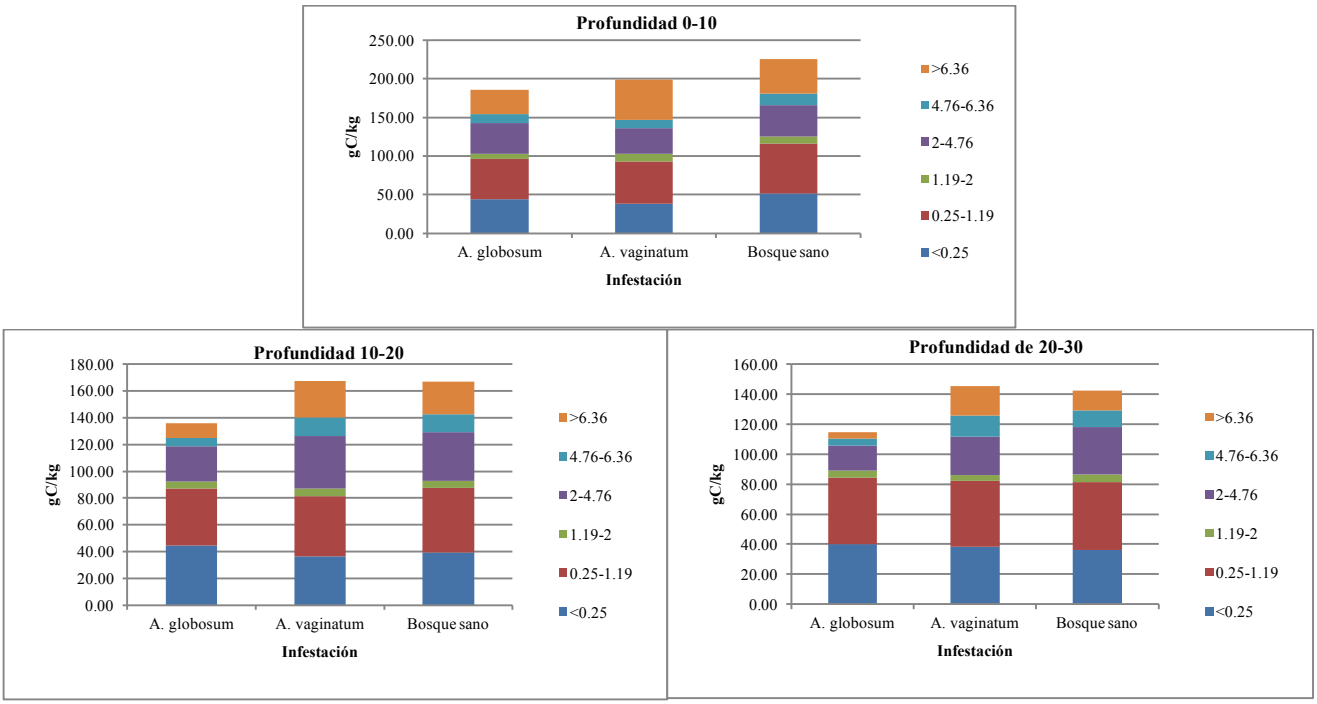



**Figura 2. Contenido de carbono en los agregados <0.25 mm a 6.36 mm en un bosque de *Pinus hartwegii* sanos e infestados con *A. vaginatum* y *A. globosum*.**

*Modelación de Carbono a partir de complejos organominerales secundarios*

En la Figura 3 se muestran ejemplos del ajuste de nuestros datos para C en agregados en suelos de bosque asociados con *A. globosum* y bosques sanos con la relación (1). Este modelo introducido por Paz *et al*. (2012) nos permitió relacionar la distribución del carbono orgánico en los suelos, asociado a las partículas órgano-minerales secundarias (agregados). Nuestros datos se ajustaron al modelo arrojando buenos resultados con valores de $r^2$ por arriba de 0.97 en distintas profundidades.

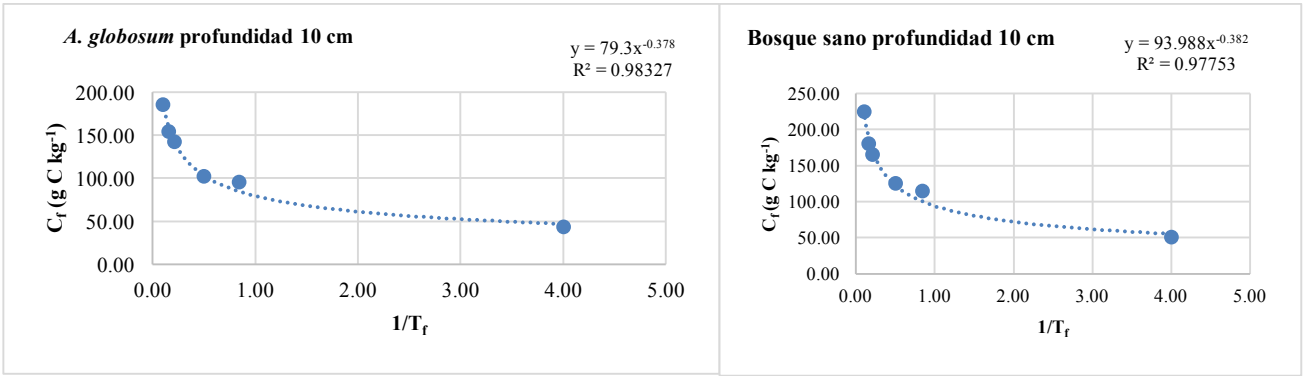



**Figura 3. Ajuste del modelo de distribución del carbono en agregados.**

## Conclusiones

El pH y la densidad aparente del suelo no se vieron afectada por la presencia de muérdago enano. Se encontró que la estabilidad del suelo es menor en suelos asociados con *A. globosum* a profundidades de 10 a 30 cm.

El contenido de COS en la ladera occidente del Nevado de Toluca, a una altitud de 3500 a 3800 m, se clasifica como muy alto de acuerdo a la NOM 021-RECNAT (2000). Aunque no se encontraron diferencias significativas entre tratamientos, los suelos asociados a *A. globosum* muestran una tendencia a acumular menos COS con respecto a los otros dos tratamientos, además almacenan el mayor porcentaje de C en la fracción más fina a profundidades de 10-30 cm, siendo la condición que posee menor porcentaje de agregados >2 mm.

La información generada sirvió para validar el modelo de Paz *et al*. (2012) para complejos organominerales secundarios encontrando valores de $r^2$ por arriba de 0.97.

## Literatura consultada


Cedillo-Alonso, M. 2017. Análisis espacial del nivel de infestación por muérdago enano en el bosque de pino del área de protección de flora y fauna nevado de Toluca. Tesis de Maestría. UAEMEX. Toluca, Estado de México. 125 p.

Christensen, B. T. 2001. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. European Journal of Soil Science 52:345-353.

CONANP (Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas. 2016. Programa de manejo Área de Protección de Flora y Fauna Nevado de Toluca. https://www.conanp.gob.mx/que_hacemos/pdf/programas_manejo/2017/PM%20Nevado%20de%20Toluca%20-(web).pdf (Consulta: enero 24, 2019).

Cottam, G. and J. T Curtis. 1956. The use of distance measures in phytosociological sampling. Ecology 37:451-460.

Cruz-Flores, G. y J. D. Etchevers-Barra. 2011. Contenidos de carbono orgánico de suelos someros en pinares y abetales de áreas protegidas de México. Agrociencia 45:849-862.

Cullings, K. and J. Hanely. 2010. Dwarf mistletoe effects on soil basidiomycete community structure, soil fungal functional diversity, and soil enzyme function: Implications for climate change. Soil Biology and Biochemistry 42:1976-1981.

Endara-Agronomont, A. 2010. Análisis de los procesos de recuperación en el bosque templado del Parque Nacional Nevado de Toluca. Tesis de Doctorado. Universidad Autónoma del Estado de México. Toluca, México. 100 p.

Etchevers, B. J. D., C. M. Monreal., C. Hidalgo., M. Acosta., J. Padilla y R. M. López. 2005. Manual para la Determinación de Carbono en la Parte Aérea y Subterránea de Sistemas de Producción en Laderas. 1ra ed. Colegio de Postgraduados, México. 29 p.

Godfree, R. C., R. O. Tinnin and R. B. Forbes. 2003. Relationships between dwarf mistletoe and the canopy structure of an old-growth lodgepole pine forest in central Oregon. Canadian Journal of Forest Research 33:997-1009.

Hawksworth, F. G. 1977. The 6- class dwarf mistletoe rating system. USDA. Gen. Tec. Rep. RM-48. Fort Collins, CO. USA.

Hawksworth, F. G. and D. Wiens. 1996. Dwarf mistletoes: biology, pathology, and systematics. *In*: Geils, B.W. and R. G. Nisley (eds.). Agricultural Handbook 709. United States Department of Agriculture, Washington, DC.

Kemper, W. and R. Rosenau. 1986. Aggregate stability and size distribution. pp 425-442. *In*: Klute, A. (ed). Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods. American Society of Agronomy and Soil Science Society of America. Madison, WI.

Kuijt, J. 1969. The Biology of Parasitic Flowering Plants. University of California Press, Berkeley.

Le Bissonnais, Y. 1996. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility. I. Theory and methodology. European J. Soil Science 47:425-437.

Madrigal, S., I. Vázquez y E. Velasco. 2007. Obtención de parámetros dasométricos para evaluar efecto causado por *Arceuthobium vaginatum* en *Pinus hartwegii* del Nevado de Colima. pp. 1-7. En: Memorias del VII Congreso Mexicano de Recursos Forestales. 28 al 31 de octubre de 2005. Morelia, Michoacán.

Mellado A, L. Morillas, A. Gallardo and R. Zamora. 2016. Temporal dynamic of parasitemediated linkages between the forest canopy and soil processes and the microbial community. New Phytologist 211:1382-1392.

NOM-021-SEMARNAT-2001. Norma Oficial Mexicana: Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos, estudio, muestreo y análisis. DOF (Diario Oficial de la Federación). Distrito Federal, México.

Paterson, E., B. A. Goodman and V. C. Farmer. 1991. The chemistry of aluminum, iron, and manganese oxides in acid soils. pp: 97–124. *In*: Ulrich, B. and M. E. Sumner (eds). Soil Acidity. Springer–Verlag. Berlin Heidelberg, Germany.

Paz, F., C. Hidalgo, J. Etchevers, y M. Fuentes. 2012. Equivalencia ambiental y modelación de la dinámica del carbono en los agregados de los suelos. pp. 51-57. En: Paz, F., M. Bazan y V. Saynes (eds.). Dinámica del Carbono en el Suelo 2012. Serie Avances Tematicos del Ciclo del Carbono y sus Interacciones. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Sociedad Mexicana de Ciencias del Suelo. Texcoco, Estado de México, México. 208 p.

Quested, H. M., M. C. Press, T. V Callaghan and J. H. C. Cornelissen. 2002. The hemiparasitic Bartsia alpina has the potential to accelerate decomposition in sub-arctic communities. Oecologi 130:88–95.

Ramírez-Dávila, J. F. y E. Porcayo-Camargo. 2009. Estudio de la distribución espacial del muérdago enano (*Arceuthobium* sp.) en el Nevado de Toluca, México, utilizando el Método del SADIE. Madera y bosques 15: 93-112.

Rodríguez-Fuentes, H. y J. Rodríguez-Absi. 2002. Métodos de análisis de suelos y plantas. Trillas. México, D. F. 196 p.

Taboada-Castro, M. M., y M. T. Taboada-Castro. 2003. Estabilidad estructural de horizontes superficiales de suelo de prado y cultivo de al provincia de Acoruña (No, España). Edafología 10: 131-137.

Tinnin, R. O., C. G. Parks and D. M. Knutson. 1999. Effects of Douglas-fir dwarf mistletoe on trees in thinned stands in the Pacific Northwest. Forest Science 45:359-365

Tisdall, J. M. and J. M. Oades. 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. Journal of Soil Science 33:141-163

Vázquez-Collazo, I., A. Villa-Rodríguez y S. Madrigal-Huendo. 2006. Los muérdagos (*Loranthaceae*) en Michoacán; descripción y control. Folleto Técnico No 2. INIFAP-Centro de Investigación Regional del Pacífico Centro. Uruapan, Michoacán. 93 p.

# 1.23. Estimación de la Captura de Carbono por Caña de Azúcar (*Saccharum officinarum*): caso de estudio

Etchevers J. D.[1]; **Padilla Juliana[1]**, Rasgado Carlos[1] e Hidalgo-Moreno Claudia[1]

**Resumen**

La caña de azúcar (*Saccharum officinarum*) es un cultivo del tipo C4, que acompañado de buenas prácticas de manejo puede contribuir a mitigar el cambio climático por la cantidad de biomasa que acumula durante cada ciclo. Sin embargo, poco se ha estudiado en México acerca de esta posible acción de mitigación, a pesar de que existen cerca de 850 000 ha plantadas con este cultivo. El presente trabajo busca aportar elementos que permitan estimar la cantidad de carbono (C) que puede capturar la caña de azúcar y las condiciones físicas, químicas y ambientales de los suelos cañeros que se emplearon como caso de estudio, que pueden servir para futuras extrapolaciones. Tanto las últimas características, como la producción de biomasa aérea de estudio (sur de Veracruz) se compararon con las de otras zonas cañeras del país y del mundo. El rendimiento de la caña (peso fresco) registrado en el área de estudio fue de 120 Mg ha$^{-1}$, del cual 37% (67.6 Mg ha$^{-1}$) fue la caña que llegó al ingenio. El C capturado (Veracruz) se estimó en aproximadamente 5 Mg ha$^{-1}$ de C (18 Mg ha$^{-1}$ de $CO_2$), valor que fue similar a los reportados en la literatura, independientemente de la producción de biomasa y el manejo del cultivo fueron diferentes. El principal aporte de C a los suelos lo realiza el sistema radical de la caña el cual se estimó entre 0.6 y 1 Mg ha$^{-1}$ de C, casi el doble d elo reportado en la literatura para cultivos agrícolas. Las concentraciones de C en los suelos cañeros (0 a 30 cm de profundidad) en la zona del ingenio objeto del este caso de estudio (Veracruz), se consideran medios a altos, entre 2.2% y 3.2%, superiores a los reportados para suelos agrícolas de México.

**Abstract**

Sugarcane (*Saccharum officinarum*) is a type C4 crop, which complemented by good management practices can help mitigate climate change due to the large amount of biomass that accumulates annually. However, little attention have been given in Mexico to this crop and its potential mitigation action, despite the fact that there are about 850 000 ha planted with this sugarcane. The present work seeks to provide elements to estimate the amount of carbon (C) that sugarcane can capture and the physical and chemical conditions of sugarcane soils that were used as a case study (Ingenio Constancia, Tezonapa Veracruz). The soil characteristics and the aerial biomass production in the sugar mill suppling area were similar to those of other sugarcane areas of the country and the world. The yield of cane (fresh weight) recorded in the area was 120 Mg ha$^{-1}$, of which 37% (67.6 Mg ha$^{-1}$) was the cane reaching the mill and the C captured was estimated at approximately 5 Mg ha$^{-1}$ of C (18 Mg ha$^{-1}$ of $CO_2$), a value similar to those reported in the literature, regardless of the production and management of the crop. The main contribution of C to the soils is made by the root system of the sugarcane was estimated between 0.6 and 1 Mg ha$^{-1}$ of C. The concentration of C in the sugarcane soils (0 to 30 cm deep) of the supplying sugar mill area, are considered medium to high, between 2.2% and 3.2%, but higher than those reported for agricultural soils in Mexico.

## Introducción

En México y otros países del mundo la caña de azúcar es una opción para capturar carbono (C) atmosférico por su alta producción de biomasa por unidad de superficie. Parte del C capturado puede contribuir a aumentar el almacén de este elemento en el perfil ya sea porque sus raíces permanecen en el

suelo, una fracción de la parte aérea queda en la superficie o regresa a éste como residuos o cenizas. Sin embargo, poco se sabe acerca de cuanto C puede capturar esta especie durante un ciclo y menos aún de cuanto puede quedar secuestrado en el suelo. El interés en este tema deriva de la contribución que puede hacer la caña de azúcar a la mitigación del cambio climático (CC), en particular, a la captura y el secuestro de C para reducir la concentración de $CO_2$ en la atmósfera. El CC es uno de los principales problemas ambientales que inquieta al mundo en el presente. El último reporte del IPCC (IPCC, 2019) sobre los riesgos que implica para la vida humana y del planeta, propone limitar el aumento de la temperatura media global a temperatura no mayores a 1.5 $^{o}$C, que aun así provocarían efectos indeseables mayores a los que observamos hoy (2019). La magnitud de estos aumentos depende de la localización geográfica, nivel de desarrollo, vulnerabilidad y de la implementación de opciones disponibles de mitigación y adaptación (IPCC, 2019). A lo largo de las últimas décadas los esfuerzos para el control del incremento de la concentración del $CO_2$ atmosférico, se han enfocado en esas dos últimas estrategias, mismas que han sido discutidas en diferentes foros internacionales. En el caso de América Latina y el Caribe, existe un amplio portafolio de políticas públicas en adaptación y en mitigación; sin embargo, persiste un alto grado de incertidumbre sobre las consecuencias finales de estas políticas públicas.

Desde la publicación del informe Brundtland (ONU, 1987), donde se pone de manifiesto el concepto de sustentabilidad, y luego de numerosas reuniones conocidas como Cumbres de la Tierra (Mans Unide, 2019), entre ellas las celebradas en Río de Janeiro (ONU, 1997), el Protocolo de Kioto (ONU, 1998), el acuerdo de la COP 21 de París (CMNUCC, 2015) y otras más recientes, se ha relacionado el cambio climático con la sustentabilidad de las prácticas agrícolas. La idea fundamental detrás de este último concepto es asegurar la producción de alimentos para muchas generaciones futuras y simultáneamente contribuir a reducir la concentración de $CO_2$ presente en la atmósfera, que en febrero de 2019 alcanzó 411 ppm $CO_2$ (NOAA, 2019).

Con el propósito de contribuir a reducir la concentración este gas en la atmósfera se han diseñado iniciativas, por ejemplo, la 4x1000 (Iniciativa 4x1000, 2018). Sin embargo, son pocos los proyectos que se han abocado a pasar de la idea a la práctica. En este trabajo presentamos un ejercicio de aproximación de la capacidad que tiene el cultivo de la caña de azúcar para contribuir con el propósito de reducir la concentración de $CO_2$ de la atmósfera.

La caña de azúcar es un cultivo del tipo C4, que acompañado de buenas prácticas de manejo puede contribuir a mitigar el cambio climático. Sin embargo, se ha hecho muy poco para proporcionar información relevante este tema (Sekajugo, 2013). Por ser una planta C4, posee un mecanismo que reduce al mínimo la fotorespiración porque separa el espacio donde ocurre la fijación inicial de $CO_2$ y el ciclo de Calvin, permitiendo así una mayor captura de C que las plantas C3. Se entiende por captura neta de C, la cantidad bruta de éste que puede fotosintetizar la planta de caña menos el C que ésta respira. La cantidad de C que puede capturar la caña es variable (función del rendimiento y la actividad fotosintética) y se desconoce con exactitud dicha cantidad para las distintas zonas de México, pero es posible estimarla. La producción de caña de azúcar en México alcanzó 56.3 millones de toneladas, siendo el cultivo con mayor producción nacional (INEGI, 2018). En 2016 se sembraron aproximadamente 850 000 ha de caña (6° lugar mundial), con un rendimiento promedio de 72.3 toneladas por ha (Blog de agricultura, 2017), lo cual constituye una opción viable para contribuir a mitigar el incremento de $CO_2$ atmosférico. La captura promedio diaria por la caña de azúcar, según reportan Zermeño *et al.* (2012), alcanzaría a casi 45 kg C $ha^{-1}$ $d^{-1}$, dato que coincide con la estimación realizada para Guatemala. Debe aclararse que el C capturado por este cultivo, no es equivalente al carbono secuestrado. La captura de C es un fenómeno que ocurre durante toda la vida de la planta mientras haya actividad fotosintética. El secuestro de C, por su parte, es la proporción del C capturado que permanece en el suelo o en la estructura leñosa de una planta (árbol) por un largo tiempo (>60 años), sin que este retorne a la atmósfera. El C que retorna a la atmósfera es producto de la actividad de la microbiota del suelo, que usa este elemento presente en los residuos vegetales que caen al suelo o se acumulan en las raíces, para obtener la energía requerida para

sus procesos metabólicos. Al revisar la literatura de algunos países productores de caña en el continente americano, se observan diferencias en cuanto a las estimaciones de captura de C por ha por la caña de azúcar (Guerra y Hernández, 2014; Montenegro, 2011; Salgado *et al*., 2001; Zermeño *et al*. 2012). El potencial de captura de C de la caña de azúcar fue mayor que el de una plantación de eucalipto (*Eucalyptus globulus* L.) reportada en 23.58 kg C $ha^{-1}$ $d^{-1}$ (Pereira *et al*., 2007); al de un bosque tropical húmedo formado por especies leguminosas mimosóideas (*Neptunia plena* L.) y Gavilán (*Penta- clethra macroloba* W.) calculada en 21.69 kg C $ha^{-1}$ $d^{-1}$(Loescher *et al*., 2003) y al de un cultivo de betabel (*Beta vulgaris* L.) estimado en 19.45 kg C $ha^{-1}$ $d^{-1}$ (Moureaux *et al*., 2006). Si aceptamos los valores la captura de C reportados para la caña de azúcar y consideramos que hay cerca de 850 mil ha de caña de azúcar cultivadas en México, la captura C sería del orden de 13 millones de toneladas de C por año (aproximadamente 50 millones de tonelada de $CO_2$ por año). Parte de este C capturado, se encuentra en las raíces y tiene la posibilidad de ser secuestrado en el suelo. Sin embargo, es importante considerar otros impactos del cultivo de la caña en el ambiente. Salgado *et al.* (2001) señalaron que la quema de 1 ha de caña de azúcar, práctica común en México, libera a la atmósfera 6.6 Mg de C al año, equivalente a 24.3 Mg de $CO_2$, una cifra muy parecida a la captura de este elemento. Guerra y Hernández (2014) de la Asociación de Cultivadores de Caña de Azúcar de Colombia (ASOCAÑA), indicaron que cada ha de caña de azúcar removía 60 Mg de $CO_2$ de la atmósfera y liberaba 40 toneladas de oxígeno. Estos últimos autores estimaron una remoción de 13.8 millones de toneladas de $CO_2$ y una captura neta de 3.77 millones de toneladas de C en una superficie de 230 000 ha cultivadas con caña de azúcar en Guatemala. Adicionalmente el subsector azucarero liberaría casi 9.2 millones de toneladas de oxígeno.

El enfoque que presentamos para estimar la captura de C por la caña de azúcar contrasta con la estrategia seguida para estimaciones de captura de C en forestales. Pineda (2016) estimó la captura de C de un trabajo de reforestación, restauración y mantenimiento de cerca de 3000 ha verificando 31 parcelas con este fin, que correspondían a12 comunidades de Oaxaca.

Con el presente trabajo se busca aportar elementos que permitan conocer la cantidad de C que puede capturar la caña de azúcar y las condiciones físicas y químicas en que se encuentran el sector de suelos cañeros que abastecen al Ingenio Constancia en la región de Tezonapa, Ver. Los resultados constituyen una estimación primaria de la captura de C y se compararan con estimaciones hechas en otros países. Con este dato de puede hacer una deducción teórica de la capacidad de secuestro de C por este cultivo. Esta información es necesaria para conocer si la caña de azúcar puede prestar un servicio ambiental, ya sea por reducción de emisiones de $CO_2$, como por el secuestro de carbono y por el mejoramiento de la calidad del suelo. Lal *et al.* (2012) reportan que los registros mundiales de secuestro de C (no $CO_2$) en el suelo bordean los 300 kg $ha^{-1}$ $año^{-1}$, lo que significa que el cultivo de caña de azúcar estaría contribuyendo con un secuestro de aproximadamente 240 000 Mg $año^{-1}$ de C (*ca.* 900 000 Mg $año^{-1}$ de $CO_2$) a los suelos cañeros del país. Si se logra demostrar que la caña de azúcar cumple una función de incrementar el secuestro de C en el suelo, sería posible acceder a algún tipo de estímulo extra. Especialmente si se logra revertir la práctica de la quema de la caña mediante la cosecha en verde, que proporciona un doble beneficio: por un lado, reduce la contaminación y los peligros para la salud de las personas y por otro lado contribuye a que queden más residuos carbonáceos en el suelo.

## Materiales y Métodos

Se estima la capacidad de captura de C por la caña de azúcar, no su secuestro, mediante una aproximación que toma datos propios y de un ingenio considerado como estudio de caso (Ingenio Constancia, de Tezonapa Veracruz, coordenadas 18°36” latitud norte y 96°41” longitud oeste, altura de 220 m s.n.m., clima templado-húmedo-regular, con una temperatura media anual de 20 °C y con precipitación pluvial media anual de 2723 mm). El rendimiento promedio en la zafra 2016-2017 en esta zona fue 62 Mg $ha^{-1}$ de caña cosechada. Las parcelas seleccionadas para el estudio habían sido fertilizadas

con una mezcla N-$P_2O_5$-$K_2O$ 15-07-19, que se aplicó dividida en dos oportunidades: la primera, a los 15 a 30 días después del corte (300 kg/ha de la mezcla) y en la segunda (otros 300 kg/ha de la mezcla) entre 1 y 2 meses en las parcelas de riego y a inicio de lluvias en las parcelas de temporal. En el mes de julio se hizo una aplicación extra de 300 kg/ha de urea (*Com. Per.* M. Espinoza, 2017), esto es, una aplicación media de aproximadamente 225 kg de nitrógeno (N), 18 kg de fósforo soluble (42 kg/ha $P_2O_5$) y 95 kg de potasio soluble (114 kg/ha de $K_2O$). Se combatió la plaga de la mosca pinta (*Aeneolamia* spp.) con una aplicación del hongo Metarhizium, en el mes de junio y agosto.

Desde el punto de vista ambiental, el área de estudio tiene un programa para disminuir las emisiones de $CO_2$ como parte de su actividad industrial: su caldera no emite humo, solo vapor, y utiliza bagazo de la caña como combustible. Sin embargo, no se cuenta con estudios acerca de la capacidad de captura de C como producto del cultivo de la caña y tampoco se conocen las emisiones de gases de efecto invernadero que su explotación provoca (*Com. Per*. M. Colotl, 2017).

*Condiciones físicas y químicas de los suelos de las zonas*

Con el propósito de tener una idea primaria de las condiciones físicas y químicas de los suelos, y en particular del C almacenado en éste, en julio del 2017 se recolectaron muestras compuestas de cinco muestras simples cada una, a una profundidad de 0 a 30 cm, en 12 parcelas seleccionadas al azar, ubicadas en Oaxaca y Veracruz en el área de estudio (Etapa 1). En la etapa (Etapa 2) se recolectaron 15 muestras de la misma profundidad, pero en la cercanía de un tallo seleccionado. Las muestras de ambos muestreos se secaron al aire y temperatura ambiente, molieron y tamizaron con una malla de 2 mm. En cada una se midieron algunas propiedades químicas (pH, P-Olsen, conductividad eléctrica, materia orgánica, C orgánico, nitrógeno total, macro elementos y micro elementos) y textura, para caracterizar la calidad de los suelos de la zona. Una parte de estas muestras se tamizó a malla 100 para determinar el porcentaje de C orgánico en un analizador total de carbono (TOC 5050 A Shimatzu). El pH se midió en una relación suelo: solución 1:2 con $H_2O$. El fósforo extraíble se determinó por el método Olsen ($NaHCO_3$) empleando molibdato de amonio para la medición espectroscópica del color azul desarrollado. La conductividad eléctrica se midió en una suspensión suelo solución 1:5, conductimétricamente. La materia orgánica se determinó por el método de Walkley y Black y el nitrógeno total por el método semimicro Kjeldahl. Los cationes intercambiables se extrajeron con acetato de amonio ($CH_3COONH_4$ 1N pH 7) y cuantificaron mediante espectrometría por absorción atómica (Ca y Mg) y fotometría de llama (K y Na). Los microelementos (Fe, Cu, Zn y Mn) se determinaron por extracción con DTPA y se evaluaron mediante espectrometría de absorción atómica con llama de aire y acetileno. La textura se determinó con el método del hidrómetro de Boyoucos. Todos los procedimientos se realizaron de acuerdo a lo establecido en la Norma Oficial Mexicana (SEMARNAT, 2002) y los procedimientos analíticos rutinariosempleados del Laboratorio de Fertilidad y Química Ambiental del Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo (Etchevers, 1992).

*Biomasa y concentración de carbono*

En la Etapa 1 se hizo una estimación primaria de la producción de biomasa fresca por ha y de humedad en los componentes aéreos de la caña (tallos, hoja, punta y raíces). Al material recolectado se les registró su peso fresco y seco a 70 grados en estufa con circulación forzada de aire. En octubre de 2017 (Etapa 2), se eligieron 11 nuevas parcelas de caña representativas de la zona y en cada una se seleccionó una planta al azar. En cuatro de estas parcelas se seleccionaron dos plantas. En la Etapa 1 se estimó la biomasa total de una parcela de 5 x 5 m y en la Etapa 2, se eligió un tallo de las plantas seleccionadas para medir el peso seco de cada uno de sus componentes y su correspondiente porcentaje de carbono. Las muestras recolectadas en ambas etapas, se molieron para pasar, primero, por la malla 2 mm y luego una alícuota

se remolió para pasar la malla 100. En estas muestras se determinó el porcentaje de C orgánico (analizador automatizado de C Shimatzu TOC 5050). Con estos datos se calculó el C acumulado en un tallo y a partir de ese dato se estimó la captura de C por ha. Debe aclararse que una semilla (trozo de caña) da origen a una planta (o tallo primario), a partir del cual se desarrollan varios tallos (aproximadamente entre 8 y 10). En consecuencia, una planta de caña puede tener varios tallos de los cuales se seleccionó uno para este estudio. En la cercanía de éste se tomó la muestra de suelo correspondiente a esta Etapa 2. En la Figura 1 se muestra la ubicación de los lugares donde se tomaron las muestras de planta y suelo.

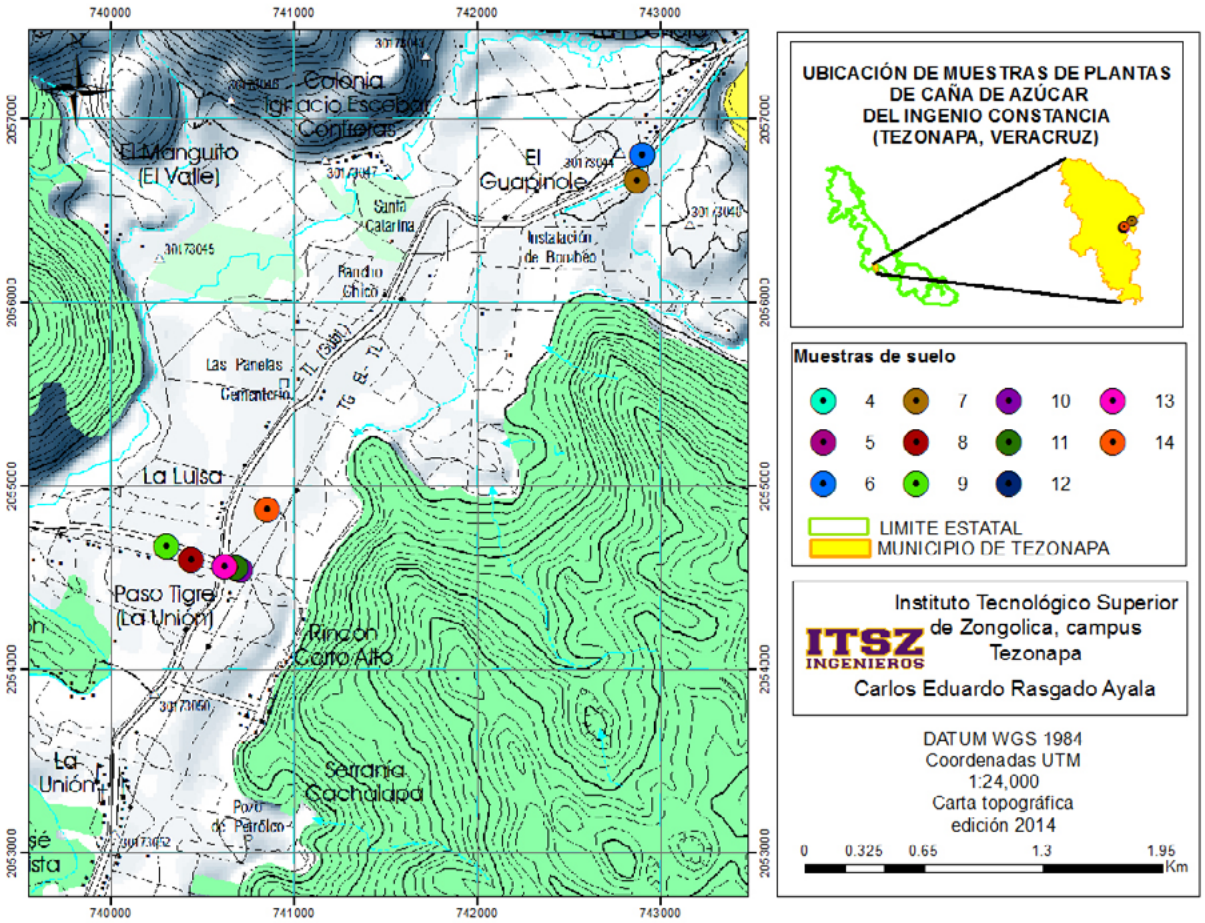



**Figura 1. Ubicación de los 11 puntos donde se recolectaron 15 muestras de suelo y plantas de caña (Etapa 2), en cuatro parcelas se recolectaron dos plantas.**

*Superficie plantada con caña que abastece el Ingenio Constancia*

El total de ha cultivadas con caña de azúcar correspondiente a la zona de abastecimiento de materia prima del Ingenio Constancia (BSM, 2017), se obtuvo de su página web (*http://www.bsm.com.mx/constancia.html*).

*Carbono acumulado en los suelos*

Con los resultados del análisis de del primer (12 muestras) y segundo (15 muestras) muestreo de suelos se procedió a estimar la cantidad de C acumulado en los suelos a una profundidad (0 a 30 cm y densidad aparente 1.15 g $cm^{-3}$).

*Estimación de la biomasa de raíces*

Se consideró que la excavación para estimar la masa de raíces era incompleta, para poder obtener una estimación más acertada de la cantidad de raíz asociada a una planta en especial y a un tallo en particular, por lo que se usó información consignada en la literatura (*cf.* Gasho y Shih, 1982), misma que se presenta en la Figura 2.

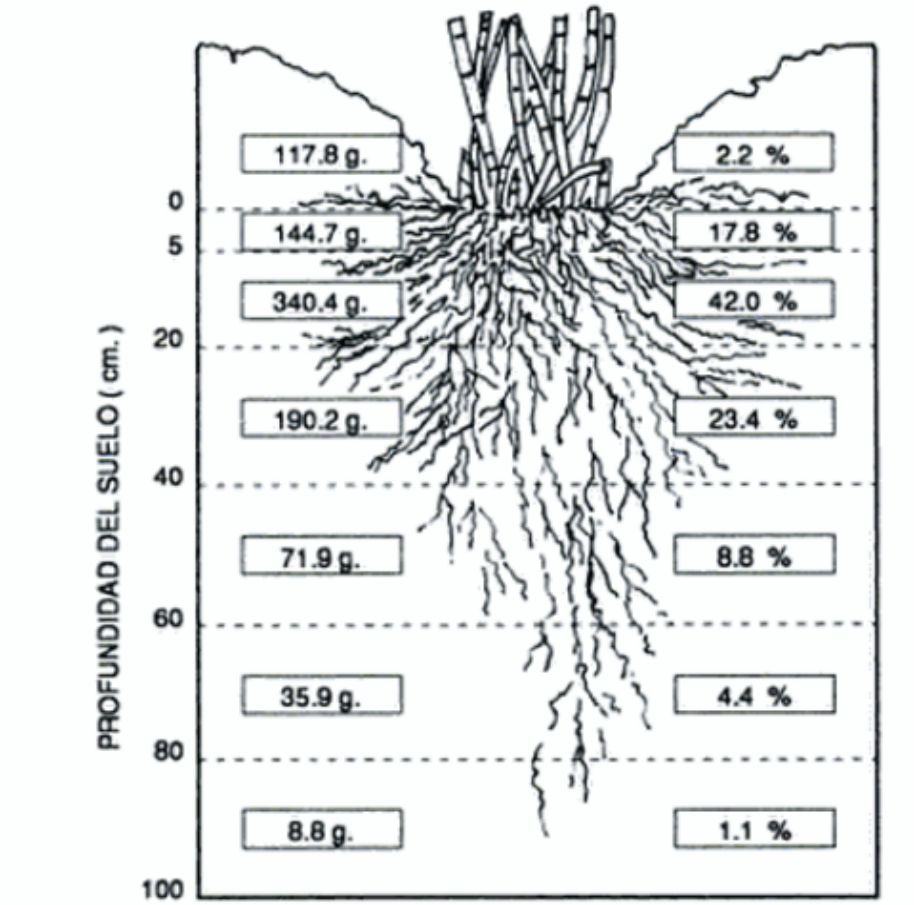



**Figura 2. Distribución y masa del sistema radical de la caña de azúcar a partir de la estaca original en una cepa.**
Fuente: Gasho y Shih (1982).

Para la estimación de la captura total de carbono por la caña de azúcar en el área de influencia del Ingenio Constancia se empleó el siguiente modelo conceptual:

$$\text{Captura de C /ha} = \text{Ps-T} * \text{P-C}/100 * 80\,000 \qquad (1)$$

donde, Ps-T = peso seco (gr.) promedio de un tallo (incluye hoja, raíz, tallo y punta); P-C= porcentaje de C; 80 000= promedio de tallos por ha.

## Resultados y Discusión

*Condiciones físicas y químicas de los suelos de la zona*

En los Cuadro 1 y 2 se presenta la condición del carbono y de fertilidad general de los suelos, correspondientes al muestreo preliminar (Etapa 1). Los suelos presentaronn un pH que va de 4.1 a 6.1

con una media de 4.9 y una desviación estándar de 0.6, es decir de fuertemente a débilmente ácidos (Letelier, 1967).

**Cuadro 1. Características químicas de los 12 suelos colectados en el muestreo preliminar en los estados de Oaxaca y Veracruz (Etapa1).**

| No | pH 1:2 | CE 1:5 | M.O. W&B | C | N* | P-Olsen | K | Ca | Mg | Na | Nt |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | dS $m^{-1}$ | | % | | ppm | | Cmoles $Kg^{-1}$ | | | % |
| 1 | 4.4 | 0.05 | 1.3 | 0.8 | 0.06 | 9 | 0.28 | 0.79 | 0.50 | 0.10 | 0.14 |
| 2 | 5.3 | 0.05 | 2.8 | 1.6 | 0.14 | 19 | 0.60 | 8.59 | 2.18 | 0.13 | 0.13 |
| 3 | 4.8 | 0.05 | 3.4 | 2.0 | 0.17 | 6 | 0.34 | 4.20 | 1.43 | 0.02 | 0.13 |
| 4 | 4.9 | 0.07 | 4.0 | 2.3 | 0.20 | 181 | 0.41 | 6.88 | 1.32 | 0.16 | 0.12 |
| 5 | 6.1 | 0.05 | 2.6 | 1.5 | 0.13 | 33 | 0.67 | 16.07 | 2.62 | 0.11 | 0.08 |
| 6 | 5.5 | 0.07 | 5.6 | 3.2 | 0.28 | 256 | 0.41 | 20.79 | 3.69 | 0.06 | 0.16 |
| 7 | 4.8 | 0.04 | 4.3 | 2.5 | 0.21 | 22 | 0.51 | 5.57 | 2.06 | 0.04 | 0.11 |
| 8 | 4.1 | 0.08 | 4.8 | 2.8 | 0.24 | 121 | 0.25 | 3.88 | 2.05 | 0.04 | 0.19 |
| 9 | 4.5 | 0.04 | 4.8 | 2.8 | 0.24 | 60 | 0.41 | 4.99 | 1.74 | 0.04 | 0.19 |
| 10 | 4.5 | 0.05 | 3.2 | 1.9 | 0.16 | 190 | 1.75 | 18.91 | 3.65 | 0.08 | 0.17 |
| 11 | 4.2 | 0.04 | 3.7 | 2.1 | 0.18 | 37 | 0.27 | 1.01 | 0.41 | 0.00 | 0.13 |
| 12 | 5.6 | 0.10 | 4.4 | 2.6 | 0.22 | 178 | 1.67 | 14.63 | 3.64 | 0.08 | 0.13 |
| $\bar{x}$ | 4.9 | 0.1 | 3.7 | 2.2 | 0.2 | 92.6 | 0.6 | 8.9 | 2.1 | 0.1 | 0.1 |
| **S** | 0.6 | 0.0 | 1.2 | 0.7 | 0.1 | 87.9 | 0.5 | 7.0 | 1.1 | 0.0 | 0.0 |

El porcentaje de los suelos ubicados en el rango pH 4.3 y 5.5 fue 66%. La conductividad eléctrica en una relación suelo/agua 1/5 ($CE_{1:5}$) se situó en el intervalo 0.04 a 0.10 dS $m^{-1}$, esto es baja y no representa ningún peligro para el desarrollo del cultivo. Este valor es equivalente a aproximadamente 0.3 a 0.8 dS $m^{-1}$ si se hubiese medido en el extracto de saturación ($CE_{es}$) (Richards, 1954). La información provino de un análisis de datos de $CE_{es}$ publicados en antiguos documentos de la Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo, que se compararon con información de $CE_{es}$ que concluyó que la relación $CE_{es}$ era aproximadamente igual a $CE_{1:5}$ multiplicado por 5 a 8. Los porcentajes de materia orgánica fueron, en general altos, (1.3 a 5.6%), por lo que la mayoría de los suelos se ubicarían en la clase de materia orgánica alta (Etchevers, 1988).

Con base en la experiencia acumulada de manera preliminar se puede decir que la caña de azúcar es un cultivo, que por su extenso sistema radical, tiene una elevada capacidad para almacenar C en el suelo y un alto potencial para secuestrarlo, a pesar que una porción significativa de la parte aérea (tallos) se cosecha y no se reintegran al suelo y en muchos casos los residuos se queman.

**Cuadro 2. Características químicas y porcentajes de arena limo y arcilla de los 12 suelos colectados en el muestreo preliminar en los estados de Oaxaca y Veracruz.**

| Suelos | Fe | Cu | Zn | Mn | Fracción Arena | Limo | Arcilla | Textura |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | ppm | | | | % | | |
| 1 | 24 | 0.7 | 0.6 | 5 | 16 | 21 | 63 | Arcillosa |
| 2 | 104 | 1.0 | 1.5 | 50 | 48 | 25 | 27 | Franco arcillo arenosa |
| 3 | 27 | 0.5 | 0.6 | 10 | 28 | 29 | 43 | Arcillosa |
| 4 | 186 | 5.3 | 1.5 | 22 | 26 | 33 | 41 | Arcillosa |
| 5 | 29 | 1.1 | 0.4 | 35 | 44 | 31 | 25 | Franca |
| 6 | 81 | 17.2 | 17.2 | 33 | 18 | 25 | 57 | Arcillosa |
| 7 | 106 | 3.6 | 3.0 | 37 | 36 | 29 | 35 | Franco-arcillosa |
| 8 | 117 | 1.7 | 2.8 | 32 | 10 | 21 | 69 | Arcillosa |
| 9 | 86 | 1.8 | 9.9 | 29 | 14 | 21 | 65 | Arcillosa |

| Suelos | Fe | Cu | Zn | Mn | Fracción | | | Textura |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | Arena | Limo | Arcilla | |
| | | ppm | | | | % | | |
| 10 | 75 | 3.6 | 9.3 | 83 | 22 | 25 | 53 | Arcillosa |
| 11 | 38 | 0.6 | 1.5 | 5 | 16 | 21 | 63 | Arcillosa |
| 12 | 109 | 9.3 | 9.4 | 149 | 16 | 21 | 63 | Arcillosa |
| Media | 81.9 | 3.9 | 4.8 | 40.9 | 24.5 | 25.2 | 50.3 | |
| Des. Est. | 47.9 | 4.9 | 5.4 | 40.2 | 12.3 | 4.4 | 15.5 | |

Los valores de nitrógeno total (N) del muestreo de la Etapa 1 se ubican en las clases altas (0.06 a 0.28% N) (Tavera, 1985). La riqueza de N se supone es una consecuencia de las concentraciones elevadas de materia orgánica y de las prácticas regulares de fertilización nitrogenada a la que se somete la caña planta y sus socas.

La fertilización fosfatada aplicada a lo largo del año se refleja en el P-Olsen extraíble, clasificado en su mayoría como clase muy alta (19 a 256 ppm con una media de 92 ppm P). El método P-Olsen empleado en este estudio, de acuerdo al conocimiento empírico y teórico, no se debería usar en suelos ácidos. Sin embargo, la literatura que indica que dicho procedimiento puede funcionar como indicador de disponibilidad en algunos suelos ácidos (do Carmo y Torrent, 2007).

Los cationes intercambiables por ser de suelos ácidos (0.25 a 1.75 en K, 0.79 a 20.79 en Ca y 0.41 a 3.69 en Mg Cmoles $kg^{-1}$ (meq/100 g) de suelo), se ubican clase alta, esto es que proporcionan un adecuado suministro, y los dos últimos a clase media respectivamente (Etchevers, 1988). El Na intercambiable, por su parte, resultó ser bajo. Los suelos son tipo arcillosos, aunque hay algunos arenosos hasta franco-arcillosos. Los microelementos Fe, Cu, Zn y Mn presentaron concentraciones en los rangos 24 a 186, 0.5 a 17.2, 0.4 a 17.2 y 5 a 149, respectivamente, que de acuerdo con Viets y Lindsay (1973) serían adecuados.

Al comparar estos resultados con los reportados para zona cañera de San Luis Potosí, México (SLP), por Rojas (2012), donde el pH medido fue 7.8 o moderadamente alcalino, se infiere que la caña tiene un amplio rango de adaptación. El elevado pH, además de la naturaleza de los suelos de la zona, se atribuye a la práctica de la quema, que deja cenizas alcalinas. Sin embargo, la materia orgánica en esa zona fue 4.1%, o muy elevada para los estándares nacionales, pero no muy distinta a la del área de Veracruz. Se esperaría que con 4% de materia orgánica el N total fuese mayor. Este resultado de SLP contrasta con el bajo porcentaje de N total (0.045%) o muy pobre (Tavera, 1985) encontrado en esos suelos. El fósforo (P Olsen) en SLP fue de 5.4 ppm P, o bajo, que se explica por los altos valores de pH del suelo, que sugieren presencia de carbonato de calcio libre, que reacción con el fósforo soluble. Los suelos cañeros en Luisiana, EE.UU. (Johnson *et al*., 2016), semejan a los de Veracruz. El pH en esa localidad se ubicó casi en el mismo rango, pero la materia orgánica y el fósforo extraíble fueron más bajos. En conclusión, podemos afirmar que los suelos del Ingenio Constancia poseen una fertilidad media.

En el Cuadro 3 se comparan los porcentajes de C del suelo estimados a partir de los dos muestreos (abril y octubre) y la cantidad de C almacenado por ha en los primero 30 cm de profundidad, suponiendo una densidad aparente de 1.15 g $cm^{-3}$.

El porcentaje promedio de C del primer muestreo (junio) y el segundo muestreo (octubre) fue 2.2 y 3.2% (3.8 y 5.5% de materia orgánica), respectivamente, que representan 75 y 109 Mg $ha^{-1}$de C en los primeros 30 cm del perfil, un valor superior a muchos suelos agrícolas de México. La diferencia entre los dos muestreos se puede explicar por la diferencia en los estados de desarrollo del cultivo, ya que el segundo muestreo la planta estaba más avanzada y se supone que debería haber una mayor cantidad de raíces muertas y descompuestas. También el lugar donde se tomaron las muestras; en el primer caso, fue en un transecto seleccionado al azar y en el segundo cerca de los tallos seleccionados. Finalmente, en la desviación estándar fueron muy similares en ambos casos (0.7 y 0.8, respectivamente).

**Cuadro 3. Estimación del porcentaje de carbono almacenado en los suelos según dos muestreos independientes realizados en junio octubre de 2017.**

| Primer muestreo (2-jun-17) | | | Segundo muestreo (4-oct-2017) | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Número de muestra | C estimado (58% de MO) % | Total de C (Mg ha$^{-1}$) | Número de muestra | C estimado (58% de MO) % | Total de C (Mg ha$^{-1}$) |
| 1 | 0.8 | 26 | 1 | 2.8 | 96 |
| 2 | 1.6 | 56 | 2 | 2.9 | 100 |
| 3 | 2.0 | 68 | 3 | 2.6 | 91 |
| 4 | 2.3 | 80 | 4 | 3.8 | 130 |
| 5 | 1.5 | 52 | 5 | 3.5 | 121 |
| 6 | 3.2 | 112 | 6 | 3.5 | 120 |
| 7 | 2.5 | 86 | 7 | 4.1 | 142 |
| 8 | 2.8 | 96 | 8 | 5.0 | 174 |
| 9 | 2.8 | 96 | 9 | 3.4 | 116 |
| 10 | 1.9 | 64 | 10 | 3.3 | 115 |
| 11 | 2.1 | 74 | 11 | 2.2 | 75 |
| 12 | 2.6 | 88 | 12 | 1.8 | 62 |
| Media | 2.2 | 75 | 13 | 3.2 | 107 |
| Des. Est. | 0.7 | 23.4 | 14 | 2.4 | 82 |
| | | | 15 | 3.2 | 109 |
| | | | Media | 3.2 | 109 |
| | | | Des. Est. | 0.8 | 27.7 |

Adicionalmente, los datos de C del primer muestreo se midieron considerando con el método de Walkey and Black, que mide C oxidable. En contraste, en el segundo muestreo, el C se midió directamente con un analizador TOC 5050 A Shimatzu, que mide el C total, por lo que se considera el promedio de ese muestreo (3.2% C) más representativo. Las muestras de suelo de este muestreo de recolectaron muy cerca de los tallos y es posible que allí existe mayor cantidad de residuos de carbón de las quemas previas. El método de oxidación húmeda de Walkley and Black, no incluye el carbón mineral presente en el suelo, en cambio el método automatizado del analizador elemental TOC si los considera, lo cual también pudiese explicar la diferencia entre ambas mediciones. El almacén de C del suelo, en los primero 30 cm del suelo, considerando sólo los datos del segundo muestreo fue de 109 Mg ha$^{-1}$.

Si se comparan estos resultados con los de otros cultivos agrícolas, por ejemplo, Alvarado *et al.* (2013) reportan para suelos cafetaleros de Colombia concentraciones variaron entre 1.2 y 3.0% de C y Campo *et al.* (2016) entre 2.4 y 2.7% en bosque tropicales con suelos de tipo acrisol estacnialumúnicos de Veracruz. Se observa que son similares a los de la caña de azúcar examinados, pero Núñez (2000) indicó que las concentraciones de C de regiones tropicales y subtropicales eran del orden de 1.02% de C para suelos cultivados de maíz, 0.84% en suelos cultivados con leguminosas, 1.50% para un suelo cultivado de yuca, 0.97% a 0.75% para un suelo cultivados con sorgo, 0.50% para un suelo cultivados con maní y 0.36% de C para un cultivado con ñame. Lo que sugiere que la caña de azúcar es un cultivo que ayuda a conservar el carbono del suelo

*Biomasa y concentración de carbono*

En el Cuadro 4 se muestran los pesos frescos de las muestras recolectadas en la Etapa 1. El peso fresco de la producción de caña estimado para la zona es de 120 Mg ha$^{-1}$, de las cuales un 37% esto es, 67.6 Mg ha$^{-1}$ **c**orrespondieron a la caña propiamente tal. Este valor es muy similar al reportado por el Ingenio como el promedio de producción: 62 Mg ha$^{-1}$ de caña cosechada en la zafra 2016-2017 (*Com. Per.* M. Espinoza, 2017)

En el Cuadro 5 se presentan los resultados porcentaje de carbono orgánico (%) en hojas, raíz, tallo y punta en las plantas cosechadas en 15 parcelas escogidas totalmente al azar en la Etapa 2. Los porcentajes promedios de C determinados en hoja, tallo y punta fueron muy similares (43.5%). Sin embargo, el porcentaje promedio de carbono en la raíz fue inferior (33.8%). Los componentes aéreos guardan relación entre si, pero la raíz tiene un valor más bajo.

**Cuadro 4. Peso fresco de las plantas cosechadas en parcelas de 25 $m^2$y de los componentes en las plantas de caña de las parcelas cosechadas en la Etapa 1 (5x5 $m^2$).**

| Datos | Peso kg 25 $m^{-2}$ | Peso fresco Mg $ha^{-1}$ | Porcentaje de $H2O_{bph}$ % | Peso seco Mg $ha^{-1}$ |
|---|---|---|---|---|
| Hoja | 37 | 14.8 | 68.2 | 4.4 |
| Punta (cogollo) | 65 | 26.0 | 76.5 | 6.0 |
| Tallo (biomasa útil) | 169 | 67.6 | 68.2 | 21.5 |
| Raíz† | 181 | 72.4 | 67.3 | 23.7‡ |
| Total | 452.86 | 181.1 | - | 55.6 |

†El peso de la raíz fue estimado de acuerdo con lo expuesto por Gasho y Shih (1982).
‡Este dato tiene una elevada incertidumbre.

**Cuadro 5. Promedio de carbono determinado en cada componente (promedio de 15 tallos analizados individualmente).**

| Órgano | Promedio (%) |
|---|---|
| Hoja | 43.1 |
| Tallo | 43.8 |
| Punta | 43.5 |
| Raíz† | 33.8 |

†Sólo parte de la raíz, no fue posible excavarla completamente.

En el Cuadro 6 se presentan los pesos húmedos y secos de los tallos individuales colectados en un muestreo de la Etapa 1. Se desconoce a ciencia cierta el peso seco en (g) de la raíz de un solo tallo puesto que la caña de azúcar se caracteriza por poseer varios tallos (12 en promedio) que surgen de una "estaca original", la cual tiene una raíz denominada: raíz de estaca original (Figura 2). No fue posible individualizar el peso seco de la raíz de un tallo, ya que no se excavó independientemente del resto de las raíces de la planta.

**Cuadro 6. Peso fresco, humedad, peso seco, % de carbono y kg de carbono capturado por ha.**

| Órgano | Peso fresco | Humedad (bph) | Peso seco | Peso seco (80 000 tallos $ha^{-1}$) | Peso seco (120 000 tallos $ha^{-1}$) | Carbono en tejido | Carbono capturado (80 000 tallos $ha^{-1}$) | Carbono capturado (120 000 tallos $ha^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | g $planta^{-1}$ | % | g $planta^{-1}$ | kg $ha^{-1}$ | kg $ha^{-1}$ | % | kg $ha^{-1}$ | kg $ha^{-1}$ |
| Hoja | 58.8 | 68.2 | 18.7 | 1496 | 2224 | 43.1 | 644 | 958 |
| Tallo | 516.1 | 76.5 | 121.1 | 9688 | 14535 | 43.8 | 4243 | 6366 |
| Punta | 58.8 | 68.2 | 18.7 | 1496 | 2224 | 43.5 | 644 | 958 |
| Raíz | 75.8† | 67.3 | 24.8 | 1736 | 2976 | 33.8 | 587 | 1006 |
| Planta | 709.5 | | 183.3 | 12 831 | 21959 | | 6118 | 9288 |

Subirós (2000) quien cita un antiguo trabajo de Lee (1926), presenta los resultados de una excavación completa de la raíz (peso húmedo) de una planta de caña, que tiene aproximadamente entre 10 y 12 tallos. Este peso húmedo fue de 909.3 g; nuestros datos indican que el porcentaje de materia seca de la raíz es 32.7%, con lo que se calculó el peso seco de la raíz de planta de caña (297 g). El peso húmedo y seco se

dividió entre 12 (número promedio de tallos que surgen de una estaca original) para estimar el peso húmedo y seco de raíz de un tallo (75.8 y 24.8 g, respectivamente).

El Cuadro 7 muestra la captura de carbono por ha en diferentes países. Los resultados de los estudios citados son semejantes entre si.

**Cuadro 7. Resultados de captura de C por la caña de azúcar según varios autores.**

| Captura | México Zermeño *et al.*, 2012 | México Salgado *et al.*, 2001 | México Datos propios* | Colombia Guerra y Hernández 2014 | Costa Rica Montenegro 2011 |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | Mg ha$^{-1}$ | | |
| C | 4.48 | 5.93 | 4.98 | 4.54 | 6.38 |
| $CO_2$ | 16.40 | 21.70 | 18.23 | 16.66 | 23.35 |

*Calculado a partir de una tasa de captura de 44.94 kg $CO_2$ ha$^{-1}$ d$^{-1}$

El resultado de Zermeño *et al.* (2012) es similar a lo reportado en Colombia por parte de Guerra y Hernández (2014) y ambos ligeramente inferiores a los reportados por Salgado *et al*. (2001) y Montenegro (2011). Las unidades en que se presenta la cantidad de C capturado no fueron las mismas y se convirtieron a una base común. Zermeño *et al.* (2012), por ejemplo, encontró una captura de 44.94 kg de C ha$^{-1}$ d$^{-1}$ que se convirtió a Mg ha$^{-1}$. Guerra y Hernández (2014) y Montenegro (2011) presentan sus resultados en términos de $CO_2$ los que se convirtieron a Mg ha$^{-1}$ de C para tener la misma base de comparación.

## Conclusiones

La cantidad de C capturado por el cultivo de la caña de azúcar se estimó en aproximadamente 5 Mg ha$^{-1}$ de C (18 Mg ha$^{-1}$ de $CO_2$), valor que fue similar a los reportados en la literatura, independientemente de la producción y el manejo del cultivo fueron diferentes. Aproximadamente el 70% de la biomasa que se lleva al ingenio, y generalmente no se retorna al suelo, constituye una pérdida importante del C capturado por la planta. Antes de la cosecha es común en México, es quemar el cañaveral, lo cual es otra gran fuga de C que pudieran ingresar al suelo. El principal aporte de C a los suelos lo realiza el sistema radical de la caña el cual se estimó entre 0.6 y 1 Mg ha$^{-1}$ de C. Las concentraciones de C en los suelos cañeros (0 a 30 cm de profundidad) de la zona ingenio de Veracruz, se consideran medios a altos, entre 2.2% y 3.2%, pero superiores a los reportados para suelos agrícolas de México. Ello constituye el resultado del aporte que hace el extensivo sistema radical del cultivo. En términos de Mg ha$^{-1}$ de C el suelo de las plantaciones de caña examinado, posee entre 75 y 110 Mg ha$^{-1}$ de C en los primero 30 cm, lo cual constituye una cantidad superior a la de muchos cultivos agrícolas. Si extrapolamos estos resultados a toda la zona cañera de México, se tendría una captura de carbono total de aproximadamente 4 250 000 Mg ha$^{-1}$ de C por año, de los cuales se estima con base a experiencia reportadas en la literatura que se secuestrarían 255 000 Mg ha$^{-1}$ de C cada año, en el sector cañero. Los suelos cañeros contienen más carbono que la vegetación aérea, ya que en una ha de caña existe 4.98 toneladas de C acumulado mientras que en una ha de suelo a 30 cm de profundidad hay 109 toneladas de este elemento.

## Literatura citada

Alvarado, J., H. Andrade y M. Segura. 2013. Almacenamiento de carbono orgánico en suelos en sistemas de producción de café (*Coffea arabica L.*) en el municipio de Líbano, Tolima, Colombia. Colombia Forestal 16:21-31.

Blog de agricultura. 2017. Estadísticas de caña de azúcar en México: producción, superficie y rendimiento. https://blogagricultura.com/estadisticas-cana-mexico/)

BSM. 2017. Ingenio Constancia. México. Grupo Beta San Miguel. http://www.bsm.com.mx/constancia.html.

Campo, J., F. García, A. Navarrete y C. Siebe. 2016. Almacenes y dinámica del carbono orgánico en ecosistemas forestales tropicales de México. Terra Latinoamericana 34:31-38.

CMNUCC. 2015. Conferencia de las Partes de la Convención Marco de Naciones Unidas sobre el Cambio Climático de 2015 (COP21/CMP11). París, Francia.

do Carmo, M. and J. Torrent. 2007. The Olsen P method as an agronomy and environmental test for predicting phosphate release from acid soils. Nutr Cycl. Agroecosyst 77:283-292.

Etchevers, J. 1988. Interpretación de los análisis químicos de suelos. Notas de clase. Centro de Edafología, Colegio de Postgraduados, Chapingo, México.

Etchevers, J. 1992. Manual de Métodos para análisis de suelos, plantas, aguas y fertilizantes. Análisis rutinarios en estudios y programas de fertilidad. Laboratorio de Fertilidad, Centro de Edafología. Colegio de Postgraduados en Ciencias Agrícolas, Montecillos, Edo. de México.

Gasho, G. J. and S. F. Shih. 1982. Sugarcane. pp. 445-479. *In*: Teare, I. and M Peet. Crop Water Relations. John Willey & Sons, Inc.

Guerra, A. y A. Hernández. 2014. El cambio climático y el cultivo de la caña de azúcar. p. 480-506. En: Melgar, M., A. Meneses, H. Orozco, O. Pérez y R. Espinosa (eds.). El Cultivo de la Caña de Azúcar en Guatemala. Artemis Edinter, Guatemala:

INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2018. Comunicado de prensa núm. 304/18 25 de julio de 2018. http://www.beta.inegi.org.mx/contenidos/saladeprensa/boletines/2018/ena/ena2018_07.pdf (Consulta: febrero, 2019).

Iniciativa 4x1000. 2018. What is the "4 per 1000" Initiative. https://www.4p1000.org/es (Consulta: junio, 2018).

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2019. Special Report: Global Warming of 1.5 ºC. Summary for Policymakers. https://www.ipcc.ch/sr15/chapter/summary-for-policy-makers/ (Consulta: abril, 2019).

Johnson, M., M. Grisham, K. Warnke and J. Maggio. 2016. Relationship of Soil Properties and Sugarcane Yields to Red Stripe in Louisiana. Phytopathology 106:737-744.

Lal, R., C. Rice, B. Sohngen and M. Holle. 2012. Carbon sequestration in agricultural land forest soils. https://www.soils.org/files/science-policy/caucus/briefings/carbon-sequestration.pdf (Consulta: febrero, 2019).

Lee, H. A. 1926. The distribution of the roots of sugar cane in the soil in the hawaiian islands. Plant Physiol. 1:363-378.

Letelier, A. 1967. Manual de Fertilizantes para Chile. Banco del Estado, Santiago, Chile.

Loescher, H., S. Oberbauer, H. Gholz and D. Clark. 2003. Environmental controls on net ecosystem-level carbon exchange and productivity in a Central America tropical wet forest. Global Change Biol. 9:396-412.

Mans Unides. 2019. Cumbres sobre el cambio climático. https://mansunides.org/es/cumbres-cambio-climatico.

Montenegro, B. J. 2011. Contribución del sector cañero a la mitigación del cambio climático. XVII Congreso Nacional ATACORI "Lic. Teresita Rodríguez Salas", Colegio de Ingenieros, Costa Rica

Moureaux, C., A. Debacq, B. Bodson, B. Heinesch and M. Au-bineta. 2006. Annual net ecosystem carbon exchange by a sugar beet crop. Agric. For. Meteorol. 139:25-39.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). 2019. Trends in Atmospheric Carbon Dioxide. https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/full.html (Consulta: abril, 2019).

Núñez, J. 2000. Fundamentos de Edafología. EUNED. San José, Costa Rica,

ONU (Organización de las Naciones Unidas). 1987. Report of the World Commission on Environment and Development. Our Common Future. https://www.are.admin.ch/dam/are/en/dokumente/nachhaltige_entwicklung/dokumente/bericht/our_common_futurebrundtlandreport1987.pdf.download.pdf/our_common_futurebrundtlandreport1987.pdf (Consulta: junio, 2018).

ONU (Organización de las Naciones Unidas). 1997. Declaración de Río sobre el Medio Ambiente y el Desarrollo: aplicación y ejecución. http://www.cinu.org.mx/eventos/ conferencias/johannesburgo/documentos/declaracrio.pdf (Consulta: junio, 2018).

ONU (Organización de las Naciones Unidas). 1998. Protocolo de Kyoto sobre Cambio Climático. https://unfccc.int/resource/docs/convkp/kpeng.pdf (Consulta: junio, 2018).

Pereira, J. S., J. Mateus, L. Aires, G. Pita, C. Pio, J. David, V. Andrade, J. Banza, T. David, T. Paco and A. Rodríguez. 2007. Net ecosystem carbon exchange in three contrasting mediterranean ecosystems-the effect of drought. Biogeosciences 4:791-802.

Pineda, P. 2016. Reducir GEI, meta. El Economista. CDMX. http://eleconomista.com.mx/industrias/2016/11/08/reducir-gei-meta-neutralizate (Consulta: junio, 2018).

Richards, L. (ed.). 1954. Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils. Government Printing Office. Washington, USA.

Rojas, M. 2012. Efecto de la quema de la caña de azúcar en las propiedades del suelo en Tancanhuiz San Luis Potosí. Tesis. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Soledad de Graciano Sánchez, San Luis Potosí, México.

Salgado, S., l. Buero, D. Riestra y L. C. Laguries-Espinoza. 2001. Caña de azúcar, hacia un manejo sustentable. Colegio de Postgraduados Campus Tabasco, ISPROYAB., Villahermosa: Fundación Produce. 394 p.

Sekajugo, J. 2013. The sugarcane carbon sequestration potential as a clean development mechanism the case of Kakira Sugar Estates. Actas conjuntas de la 27ª Sociedad de Ciencias del Suelo de África Oriental y la 6ª Sociedad Africana de Ciencias del Suelo. Congreso llevado a cabo en Nakuru, Kenia.

SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales). 2002. Norma oficial mexicana NOM-021-SEMARNAT-2000 que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos, estudio, muestreo y análisis. Diario Oficial, Martes 31 de diciembre de 2002.

Subirós, F. 2000. El cultivo de la Caña de Azúcar. Universidad Estatal a Distancia. San José, Costa Rica.

Tavera, G. 1985. Criterios para la interpretación y aprovechamiento de los reportes de laboratorio para las áreas de asistencia técnica. Publicación 3. Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo, Delegación la Laguna, Matamoros, Coahuila.

Viets, G. and W. Lindsay. 1973 Testing soils for zinc, cooper, manganese and iron. pp. 173-172. *In*: Walsh, L. M. and J. D. Bealon (eds). Soil testing and plant analysis. Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin.

Zermeño, A., S. Villatoro, J. Cortés, M. Cadena, E. Catalán, M. García y J. Munguía. 2012. Estimación del intercambio neto de $CO_2$ en un cultivo de caña de azúcar durante el ciclo de plantilla. Agrociencia 46:579-591.

# 1.24. Efectos potenciales en la productividad del cultivo del trigo en Valle del Yaqui bajo condiciones experimentales de cambio climático

**Yépez Enrico A.**[1,2]; Argentel-Marinez Leandris[1,3]; Garatuza-Payan Jaime[1,2]; Arredondo Tulio[4]; Rivera-Díaz Miguel A.[1]; Delgado-Balbuena Josué[1,5]; Vega-Puga Masuly[6] y Melendrez-Cardenas Flor G.[3]

[1]Instituto Tecnológico de Sonora, 5 de febrero, 818 Sur, Col. Centro, Cd. Obregón, Sonora, México, CP: 85000
[2]Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, Sede Regional Sur de Sonora, 5 de febrero, 818 Sur, Col. Centro, Cd. Obregón, Sonora, México, CP: 85000
[3]Tecnológico Nacional de México/Instituto Tecnológico del Valle del Yaqui, Calle 600, Block 611, Bácum, San Ignacio Río Muerto, Sonora, México, CP: 85275
[4]Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica. Camino a la Presa San José 2055, Col. Lomas, Sección 4, San Luis Potosí, México, CP: 78216
[5]Programa Mexicano del Carbono, Texcoco, Estado de México, México.
[6]Departmento de Investigaciones Científicas Tecnológicas, Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora, México.
*Corresponding author: enrico.yepez@itson.edu.mx

## Resumen

El incremento crónico de las temperaturas globales y locales representa una amenaza para la productividad agrícola en regiones áridas y semiáridas de México. El Valle del Yaqui es una región dedicada a la agricultura intensiva de trigo en el noroeste de México, con importantes resultados de productividad agrícola y económica en las décadas recientes. Sin embargo, a pesar de contar con suficientes recursos hídricos para dotar a los cultivos de invierno-primavera, los patrones de variabilidad e incremento de temperatura en periodos clave para el desarrollo de los cultivos representan una amenaza latente para proyectar la productividad de un año en particular. En el presente estudio se presentan los resultados de la respuesta del rendimiento y cambios en la fenología del trigo en una manipulación experimental en parcelas de campo expuestas a +2 grados centígrados con respecto a controles a temperatura ambiente. Los resultados muestran que en 3 años de experimentación la fenología del cultivo en las parcelas con exposición a mayor calor se adelanta entre 15 y 23 días según las condiciones climáticas del año (acumulación de horas frío) y que existe un patrón consistente en el decremento en la productividad del grano de entre 30 y 40% con respecto a las parcelas de control. Las estimaciones que resultaron de este experimento son ligeramente mayores a las reportadas en proyecciones realizadas con modelos globales de función y productividad de trigo para la región y representan un riesgo significativo para las practicas convencionales del cultivo trigo que actualmente se tienen en el Valle del Yaqui.

**Palabras clave:** *ecofisiología*; *CIRNO 2008*; *calentamiento climático.*

## Abstract

The chronic increase in global and local temperatures represents a threat to agricultural productivity in arid and semi-arid regions of Mexico. The Yaqui Valley is a region dedicated to intensive wheat agriculture in northwestern Mexico, with important results of agricultural and economic productivity in recent decades. However, in spite of having sufficient water resources to endow winter-spring crops, the patterns of variability and temperature increase in key periods for crop development represent a latent threat to predict the productivity of one year in particular. In this study we present the results of the yield response and changes in the phenology of wheat in an experimental manipulation in field plots exposed to +2 degrees Celsius with respect to controls at ambient temperature. The results show that in 3 years of experimentation the phenology of the crop in the plots with exposure to higher temperatures is advanced between 15 and 23 days according to the climatic conditions of the year (accumulation of cold hours)

and that there is a consistent pattern in the decrease in the productivity of the grain yields of 30 to 40% with respect to the control plots. The estimates that resulted from this experiment are slightly higher than those reported in projections made with global wheat function and productivity models for the region and represent a significant risk for the conventional practices of wheat cultivation currently in the Yaqui Valley.

**Key words:** *ecophysiology*; *CIRNO 2008*; *climate warming.*

## Introducción

Múltiples reportes a nivel global sostienen que el estrés por altas temperaturas constituye uno de los factores abióticos de mayor impacto en la productividad de las plantas cultivadas (Asseng *et al*., 2015). Aproximadamente el 59% de la superficie agrícola mundial se encuentra afectado por esta condición estresante (Pérez-Pérez *et al*., 2014) que, en su mayoría, supera la tolerancia de las especies de cultivo tradicionales (Kurepin *et al*., 2015). El estrés térmico afecta directamente el rendimiento de los cultivos, tras la alteración de su óptimo desarrollo (Argentel-Martínez *et al*., 2017), modificando las relaciones hídricas (Argentel-Martínez *et al.,* 2019), el balance fotosíntesis-respiración (Azcón-Bieto y Talón, 2008), la eficiencia del uso de agua, la síntesis proteíca y la actividad enzimática y, en consecuencia, disminuyen los rendimientos agrícola e industrial (Walter *et al*., 2012). Algunos estudios han reportado que será el trigo uno de los cultivos mayormente afectados por el estrés térmico (Asseng *et al*., 2015). México es un país que posee gran diversidad de climas y ecosistemas; sin embargo, los climas áridos y semiáridos son los que mayormente predominan, cubriendo casi el 50% de su extensión territorial total. En la región del noroeste mexicano donde se encuentra el Valle del Yaqui predominan condiciones de escasas precipitaciones, la temperatura se incrementa, existiendo fluctuaciones en sus valores (i.e. ondas de calor) (Navarro-Estupiñan *et al*., 2018), lo que ha provocado disminuciones significativas en la producción de cultivos importantes, siendo el trigo uno de los mayormente afectados (Garatuza-Payan *et al*., 2018).

Es conocida la importancia del cultivo del trigo en la agricultura nacional como segundo cereal más producido ($3.2 \times 10^6$ t año$^{-1}$) y en particular en el Valle del Yaqui, Sonora, es el principal cultivo, con una contribución del 42% a la producción nacional (François y Verhulst, 2017). Los estudios realizados sobre la tolerancia del trigo al estrés térmico demuestran que el rendimiento disminuye en más de un 5% cuando se produce un incremento térmico diurno de 2 °C durante la fenofase de macollamiento, y en general se prevé que la producción global de trigo podría reducirse en 6% por cada grado centígrado de incremento en temperatura (Asseng *et al* 2015; Arshad *et al*., 2017). Muchos de estos estudios basados en predicciones estadísticas, sin embargo, nuevas investigaciones, basadas en aproximaciones experimentales en condiciones de campo han demostrado una mayor vulnerabilidad de este cultivo al estrés térmico (Garatuza-Payan *et al*., 2018). Teniendo en cuenta la inminencia del cambio climático para esta región se estableció un estudio durante tres ciclos experimentales en el Valle del Yaqui para evaluar los efectos potenciales en la productividad del cultivo del trigo en Valle del Yaqui bajo condiciones experimentales de cambio climático.

## Materiales y Métodos

Se establecieron dos tratamientos de ocho parcelas repetidas (n = 8): Tratamiento 1: aumento de la temperatura de la cubierta dirigida a 2 °C con respecto a la temperatura ambiente de la cubierta de parcelas adyacentes (tratamiento de calefacción); y Tratamiento 2: a temperatura ambiente del dosel (tratamiento de control). Durante los tres ciclos de manipulación experimental en parcelas de trigo la temperatura del dosel del cultivo se matuvo por arriba de las parcelas de control utilizando un sistema de

control de temperatura al aire libre. El sistema consta de seis radiadores térmicos por parcela (modelo FTE-1000, 1000 W, 240 V, 245 mm de largo x 60 mm de ancho, construido por Mor Electric Company Heating Association Inc. Comstock Park, MI, EE. UU.), (Kimball, 2015). En el campo experimental se instalaron ocho estructuras triangulares equiláteras de 5.22 m de lado con dos radiadores montados en cada lado de las estructuras triangulares formando un hexágono regular que elevó efectivamente la temperatura en 2 °C en un área circular de 3 m de diámetro (Vega-Puga *et al.*, 2017). Para controlar la temperatura, se instalaron sensores de temperatura infrarrojos (IRTS Apogee Instruments Inc., Logan, UT, EE. UU.) En cada parcela con una inclinación de 45° desde la superficie horizontal, para cubrir una elipse de 3 m en el eje mayor en el centro de la trama. La señal de los termómetros se recibió en un registrador de datos (CR1000 Campbell Sci, Inc., Logan, UT, EE. UU.), que controlo la señal de voltaje a una interfaz (MAI-05V; Avatar Instruments, Lewes, DE, EE. UU.) para traducir la señal de voltaje a miliampers para controlar un regulador (Dimmer A1P-24-30-S05; Avatar Instruments, Lewes, DE, EE. UU.). Este regulador controla la corriente enviada a los calentadores, de modo que la cantidad de calor emitido por ellos aumenta o disminuye en función de la diferencia de temperatura entre el area de calentamiento y el área de control, a través de la rutina proporcional, integradora y derivada descrita en Kimball (2015). El sistema electrónico se programó para mantener una temperatura constante de 2 °C en los tratamientos de calentamiento, por encima de la temperatura del gráfico de referencia. Sin embargo, durante la fase vegetativa, el sistema tuvo dificultades para alcanzar los 2 °C entre las 11:00 y las 14:00 h, hora local, especialmente durante los días ventosos, lo que provocó un calentamiento de 1.3–1.4 °C durante estos períodos (Vega-Puga *et al*, 2017).

En cada una de parcelas se registraron los cambios de fase fenológica. Hacia el final de casa ciclo e cada se determinaron los componentes del rendimiento: longitud de espiga (LE, 40 plantas por tratamiento), la masa de espiga (ME; 40 espigas al azar en cada tratamiento), granos llenos por espiga (GLL/E; 25 espigas en cada tratamiento), granos vanos por espiga (G/E; 25 espigas en cada tratamiento), masa de mil granos (MMG; 10 grupos de mil granos por tratamiento). La biomasa total y el rendimiento de grano (t $ha^{-1}$) se determinaron en ambos tratamientos mediante la recolección de tres $m^2$ de cada parcela.

## Resultados y Discusión

El calor impuesto causó una disminución significativa del tiempo de ocurrencia de las fenofases (Figura 1) lo que demuestra la vulnerabilidad de este cultivo al calor. Esta reducción constituye una limitante productiva para las plantas debido a la reducción de la actividad fotosintética en función del tiempo y la disminución de la capacidad de movilización de las sustancias elaboradas en la hoja.

Los componentes del rendimiento de grano disminuyeron significativamente por efecto del calor impuesto (Cuadro 1) existiendo mayor afectación en las variables longitud de la espiga y el número de granos llenos, lo que propició un incremento del número de granos vanos. La masa de los granos, por su parte, no se afectó significativamente por el efecto del calor, siendo esta variable un indicador importante de tolerancia al calor en la variedad usada como modelo experimental.

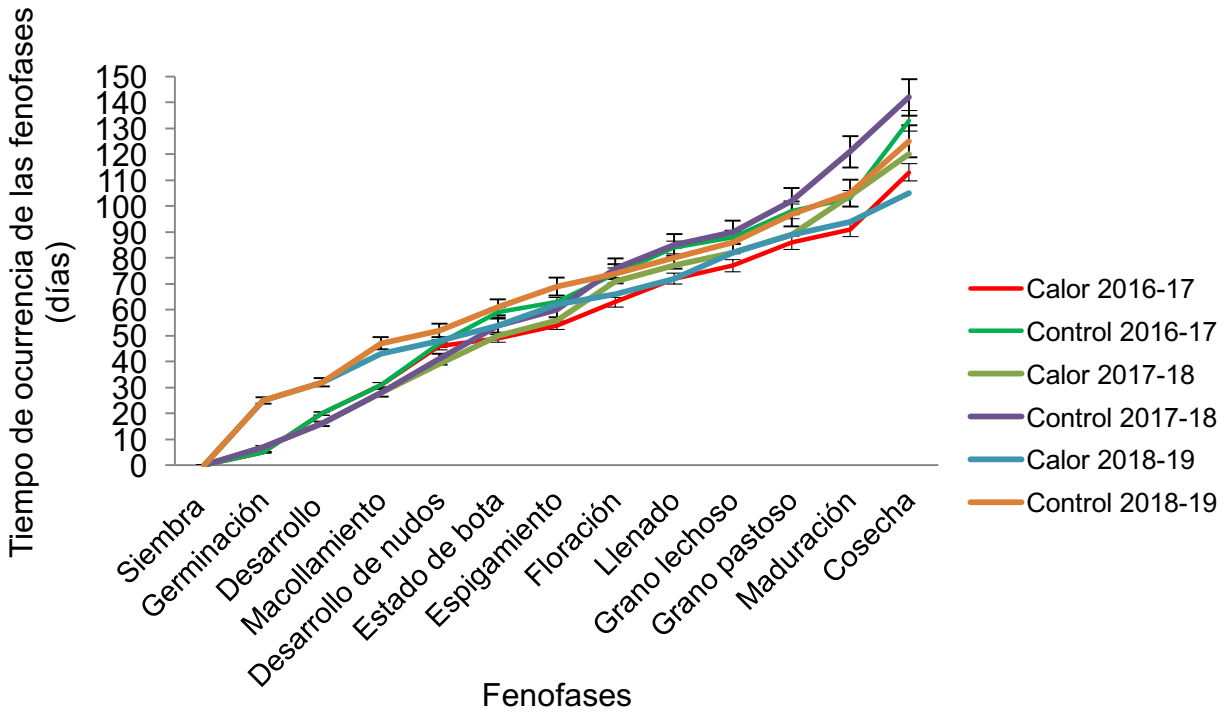



**Figura 1. Tiempo de ocurrencia de las fenofases de la variedad de trigo CIRNO C2008 en los tratamientos de Calor y Control durante los ciclos 2016-17, 2017-18 y 2018-19.**

**Cuadro 1. Componentes del rendimiento agrícola de la Variedad de Trigo CIRNO C2008 durante los ciclos de cultivo 2016-17, 2017-18 y 2018-19.**

| Tratamientos | Componentes del rendimiento agrícola | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | LE (cm) | ME(g) | GLL/E | GV/E | MMG (g) |
| | Componentes del rendimiento agrícola (2016-17) | | | | |
| Control | 7.61±0.02** | 5.95±0.07** | 51±0.3** | 1.87±0.3** | 53.2±0.7 |
| Calor | 6.41±0.01 | 4.43±0.18 | 43.88±0.5 | 2.87±0.5 | 53.1±1.4 |
| | Componentes del rendimiento agrícola (2017-18) | | | | |
| Control | 7.55±0.65** | 5.80± 0.47** | 52.1±5.3** | 1.04±0.7** | 63.04±1.5 |
| Calor | 4.78±0.62 | 4.47± 0.24 | 41.27±7.9 | 2.51±0.4 | 62.65±0.6 |
| | Componentes del rendimiento agrícola (2018-19) | | | | |
| Control | 6.9±0.4** | 5.4±0.3** | 53.12±0.9** | 1.03±0.8** | 53.04±0.5 |
| Calor | 4.6±0.2 | 4.1±0.5 | 41.3±0.9 | 2. 7±0.9 | 52.6±0.8 |

Los rendimientos de biomasa y de grano se afectaron de manera significativa en los tres años de experimentación, ya que el rendimiento fue las afectado entre un 30 y 40% (Figura 2).

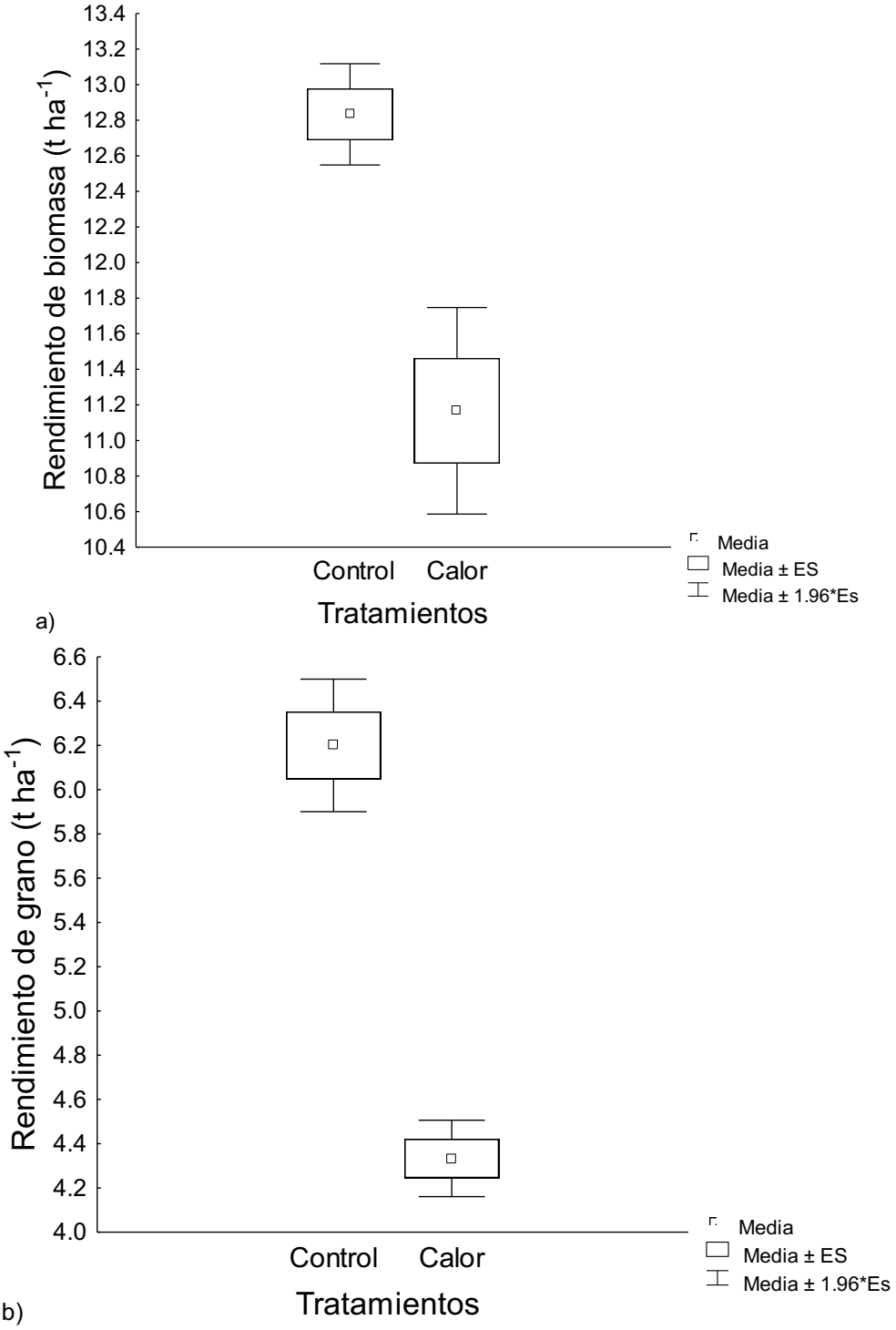



**Figura 2. Rendimientos de biomasa (a) y de grano (b) de la variedad de trigo CIRNO C2008.**
Se muestran los resultados de tres años de experimentación. ES: error estándar de estimación.

Las estimaciones que resultaron de este experimento son ligeramente mayores a las reportadas en proyecciones realizadas con modelos globales de función y productividad de trigo para la región y representan un riesgo significativo para las prácticas convencionales del cultivo trigo que actualmente se tienen en el Valle del Yaqui. La variación del rendimiento de biomasa y grano son las variables más importantes en los programas de producción de trigo ya que reflejan la vulnerabilidad de cultivos primarios al cambio climático.

## Agradecimientos

Este trabajo fue apoyado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT CB-2013-01:220788, 662547 y 140666 de becas y el Programa de Promoción de la Investigación (ITSON-PROFAPI).

## Literatura citada

Argentel-Martínez, L., J. Garatuza-Payan, E. A. Yepez, T. Arredondo and S. de los Santos-Villalobos. 2019. Water regime and osmotic adjustment under warming conditions on wheat in the Yaqui Valley, Mexico. PeerJ, 7, e7029. doi: 10.7717/peerj.7029.

Argentel-Martínez, L., J. Garatuza-Payán, M. M. Armendáriz-Ontiveros, E. A. Yépez-González, J. T. Arredondo Moreno and J. González-Aguilera. 2017. Estrés térmico en cultivo del trigo. Implicaciones fisiológicas, bioquímicas y agronómicas. Cultivos Tropicales 38:57-67.

Arshad, M., T. S. Amjath-Babu, T. J. Krupnik, S. Aravindakshan, A. Abbas, H. Kächele and K. Müller. 2017. Climate variability and yield risk in South Asia's rice–wheat systems: emerging evidence from Pakistan. Paddy and Water Environment 15:249-261.

Asseng, S., F. Ewert, P. Martre, R. P. Rötter, D. B. Lobell, D. Cammarano and M. P. Reynolds. 2015. Rising temperatures reduce global wheat production. Nature Climate Change 5:143-147.

Azcón-Bieto, J. y M. Talón. 2008. Fundamentos de fisiología Vegetal. Universitad de Barcelona. España. 669 p.

François, I. and N. Verhulst. T. 2017. Conservation agriculture (CA) for sustainable intensification of maize and other cereal systems: the case of Latin America Bram Govaerts, International Maize and Wheat Improvement Center. pp. 101-119. *In*: Watson, D. (ed.). Achieving sustainable cultivation of maize Volume 2. Burleigh Dodds Science Publishing. London. 407 p.

Garatuza-Payan, J., L. Argentel-Martinez, E. A. Yepez and T. Arredondo. 2018. Initial response of phenology and yield components of wheat (*Triticum durum* L., CIRNO C2008) under experimental warming field conditions in the Yaqui Valley. PeerJ, 6, e5064. doi: 10.7717/peerj.5064.

Kimball, B. A. 2015. Using canopy resistance for infrared heater control when warming open-field plots. Agronomy Journal 107:1105-1112.

Kurepin, L. V., A. G. Ivanov, M. Zaman, R. P. Pharis, S. I. Allakhverdiev, V. Hurry and N. P. Hüner. 2015. Stress-related hormones and glycinebetaine interplay in protection of photosynthesis under abiotic stress conditions. Photosynthesis Research. 126:221-235.

Navarro-Estupiñan, J., A. Robles-Morua, E. R. Vivoni, J. E. Zepeda, J. A. Montoya and V. S. Verduzco. 2018. Observed trends and future projections of extreme heat events in Sonora, Mexico. International Journal of Climatology 38:5168-5181.

Pérez-Pérez, P., R. Morcuende, R. Vicente, J. Córdoba, F. Valeros, A. L. Verdejo and A. M. Méndez-Espinoza. 2014. Adaptación de los cereales al cambio climático: Contribuciones de la investigación de la fotosíntesis y el metabolismo de las plantas. Póster presentado en la Feria del Sector Agropecuario Salamaq 14. http://hdl.handle.net/10261/104719

Vega-Puga, M. G., M. A. Rivera-Díaz, L. Argentel-Martinez, C. Oliva-Castillo, J. Delgado-Balbuena, T. Arredondo-Moreno, J. Garatuza-Payan y E. A. Yépez. 2017. Desempeño de una manipulación de temperatura en parcelas experimentales de trigo en el Valle del Yaqui. 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.

Walter. J., A. Jentsch, C. Beierkuhnlein and J. Kreyling. 2012. Ecological stress memory and cross stress tolerance in plants in the face of climate extremes. Environ Exp Bot. 94:3-8.

# 1.25. Secuestro de carbono y uso de agua por espárrago (*Asparagus officinalis*) en el noroeste de México

**Rodriguez Julio C**[1].; Viveros-Huerta Gonzalo[2]; Lizárraga-Celaya Carlos[1]; Ortega-Farías Samuel[3]; Watts Christopher[1]; Fuentes-Peñailillo Fernando[3]; López-Avendaño Jesús E.[4]; Yepez-González Enrico[5] y Paz-Pellat Fernando[6]

[1]Universidad de Sonora. Luis Encinas y Rosales S/N, CP 83000, Hermosillo, Sonora.
[2]Hortícola del Desierto, Caborca, Sonora, México.
[3]CITRA, Universidad de TALCA, Chile.
[4]Facultad de Agronomía, Universidad Autónoma de Sinaloa, CP 80000, Culiacán, Sinaloa.
[5]D. de Ciencias del Agua y Medio Ambiente, Instituto Tecnológico de Sonora, CP 85000, Cd. Obregón, Sonora
[6]Colegio de Postgraduados, Texcoco, Estado de México, México.
Autor para correspondencia: jcrod@guayacan.uson.mx

## Resumen

Los cultivos perennes en la región forman una parte importante de la actividad económica. El espárrago es un cultivo de exportación y con antecedentes de alto consumo de agua. En este sentido se planteó un experimento para determinar su capacidad de secuestrar carbono y determinar su evapotranspiración (ET), mediante la técnica de covarianza de vórtices. Los resultados preliminares indican que tiene una alta ET (ET> 5mm/día), importante capacidad de secuestrar carbono hasta (10gC/día) y por consiguiente un alto coeficiente de cultivo (Kc>1), lo que permite deducir al momento que si tiene altos consumo de agua.

**Palabras clave:** *evapotranspiración*; *intercambio neto de carbono*; *riego*; *agricultura.*

## Abstract

Perennial crops in the region form an important part of economic activity. Asparagus is an export crop and has a history of high water consumption. In this sense, an experiment was proposed to determine its capacity to sequester carbon and determine its evapotranspiration (ET), by means of the vortex covariance technique. Preliminary results indicate that it has a high ET (ET> 5mm/day), an important capacity to sequester carbon up to (10gC/day) and therefore a high crop coefficient (Kc> 1), which allows to deduce at the moment that It has high water consumption.

**Key words:** *evapotranspiration*; *net exchange ecosystem*; *irrigation*; *agriculture.*

## Introducción

En las zonas áridas del planeta, el agua es el recurso limitante para el desarrollo socioeconómico, y en muchas de ellas la agricultura es el principal usuario del agua dulce. En la región oeste y árida de Norteamérica, cerca del 90% del agua está siendo utilizada por la agricultura (Skaggs *et al*., 2011). En el noroeste de México, la agricultura también es el principal usuario y su principal fuente es el agua subterránea y en algunos distritos de riego, como el 051(Costa de Hermosillo) y 037(Caborca) su disponibilidad está totalmente comprometida (CONAGUA, 2014). En ambas regiones la presión social por el agua para otros usos es cada vez mas evidente. El acuífero de Caborca (2605), presenta un déficit en su balance hidrológico desde la prohibición de nuevas perforaciones en 1962 (Ojeda *et al*., 2015). Ojeda *et al*. (2015), reporta que desde 1976, el 90% del acuífero presentaba abatimientos los cuales variaban de 0 a 4 m y para 1989, la condición fue más crítica y en algunas zonas estos eran superiores a

20 m. CONAGUA (2014) reporta una recarga total media anual de 212.9 $hm^3$, volumen concesionado de 307.57 $hm^3$, dando una disponibilidad media anual de agua subterránea de -92.67 $hm^3$, lo cual lo hace un acuífero sobreexplotado y con un alto riego ambiental. Sin embargo, esta región es el principal productor de esparrago a nivel nacional y genera una importante cantidad de jornales y divisas para la región (SAGARPA y Gobierno del Estado de Sonora, 2016). Adicionalmente existe el problema de calentamiento global, por aumento en las concentraciones de Gases Efecto Invernadero (GEI) en la atmósfera, que está produciendo incrementos en la temperatura del aire, cambios en los patrones de precipitación, cambios en la evapotranspiración potencial en los cultivos, ETo (Dinpashoh *et al*., 2019). Como una medida para reducir el efecto del impacto del calentamiento global, en la COP 21, se propuso la iniciativa 4x1000, la cual pretende incrementar el carbono de suelo en los primeros 0.30m a una tasa 0.40%, como una manera de secuestrarlo y así reducir su concentración de la atmósfera (Minasny *et al*., 2017). Sin embargo, como fue mencionado por Grafton *et al*. (2018), el incremento en la eficiencia de uso de agua en cultivos, no necesariamente conlleva la reducción del uso de agua por parte de la agricultura, comentado varias razones entre ellas: 1) La instalación de sistemas modernos de riego no necesariamente ha llevado a la reducción de la superficie agrícola, ya que generalmente se incrementa, y 2) la política de subsidios no ha reducido el consumo de agua a nivel de cuenca, ni ha beneficiado o mantenido un flujo ecológico en los ecosistemas.

Este cultivo perenne, requiere importantes láminas de riego anuales (1890 mm, Fimbres-Fontes, 2001; 5750 mm, Navarro-Ainza *et al*., 2005; 1140-1890 mm, Fimbres-Fontes y Lizárraga-Navarrete, 2009; 1910 mm, Fimbres-Fontes *et al*., 2011), para densidades entre las 20 000 y 40 000 plantas por ha y con riego por cinta superficial o enterrada. La cantidad y calidad de los turiones está en función de la altura de la planta y su follaje del año previo, por lo que requiere altas cantidades de agua, para su desarrollo y almacenamiento de reservas, según autores previos. Es un cultivo altamente rentable (10 t/ha, 37 000 $/t), genera alrededor de 280 jornales por ha en la región de Caborca (Navarro-Ainza y López-Carvajal, 2002), es tolerante a la salinidad, tiene un sistema radicular profundo y extenso que puede alcanzar hasta 1.5 m de profundidad y extenderse hasta 3.0m en la etapa adulta y una vida productiva de 10 a 15 años (Walter, 2014). En trabajos previos mencionados, generalmente usan coeficiente de cultivo (Kc) de 0.1 de enero a febrero, y de marzo a octubre de 0.6 a 1.0.

En este sentido, se está estudiando la eficiencia de uso de agua en el cultivo y su potencial de secuestrar carbono en el suelo.

## Materiales y Métodos

Existen diversas metodologías para la estimación de las necesidades de agua de los cultivos (Evapotranspiración, ET), entre las más utilizadas se encuentran las que utilizan sensores remotos (SR), balance hídrico y energético, coeficientes de cultivos ($K_c$), aproximaciones Penman-Monteith-sensores remotos y modelos-sensores remotos(Watts *et al*., 1999; Hemakumara *et al.*, 2003; Allen *et al.*, 2005; Cleugh *et al.*, 2007; Mu *et al.*, 2007; Sheffield *et al.*, 2010; Cahn y Johnson, 2017). Sin embargo, estas aproximaciones requieren de mediciones de ET para su validación, las técnicas turbulentas (EC) son la base para ello.

En este sentido, en el distrito 037 de Caborca Sonora, fue instalada una torre micrometeorológica en una superficie 80 ha, sembrada con espárrago. En ella se colocó un Sistema de covarianza de vórtices e instrumentación meteorológica que permiten obtener los datos atmosféricos básicos en superficie, en suelo y los flujos turbulentos (Figura 1).

El sistema de covarianza esta muestreando a 10 Hz, y los datos meteorológicos a 30 seg. Los meteorológicos son promediados a 10 min. Ambos datos son almacenados en un datalogger CR5000 (CampbellSci). Los datos turbulentos son procesados usando el software EddyPro (LI-COR) y promediados a 30 min. Finalmente, son posprocesados en línea en el sitio web del instituto Max

Planck(https://www.bgc-jena.mpg.de/REddyProc/brew/REddyProc.rhtml), para posteriormente obtener datos diarios de cada variable de interés, tales como el Intercambio Neto de Carbono (NEE), Respiración Ecosistémica (Reco) y Productividad Primaria Bruta (GPP).

Para el cálculo de ETo se utilizó la aproximación de PM-FAO56 y para el coeficiente de cultivo (Kc), la propuesta de simple Kc de Doorenbos y Pruit (1977).

**Figura 1. Experimento en espárrago en la Costa de Caborca Sonora (izq, dic, 2018; der, may, 2019).**

## Resultados y Discusión

En este cultivo, se requiere conocer con precisión la **demanda hídrica del esparrago**, dada la disparidad de la cantidad de agua aplicada y por otro lado la escasez del agua en el acuífero, como se menciona previamente. La Figura 2, nos muestra la climatología de la región. En ella se observa que durante el invierno las temperaturas mínimas diarias en promedio son inferiores a 5 °C; mientras que durante la primavera y verano las temperaturas máximas en promedio son alrededor de 40 °C. Esto tiene relevantes implicaciones para los cultivos, durante el invierno acumulan frío los cultivos hortofrutícolas (vid y espárrago, etc.), mientras que en el verano tienen un alto consumo de agua por las altas temperaturas, insolación y velocidad de viento. La demanda atmosférica anual es de alrededor de 1820 mm, similar al reportado por Ojeda *et al*. (2015) de 1880 mm. En la Figura 2 se observa que las máximas demandas están asociado a la alta radiación y temperatura que ocurren en primavera y verano.

Considerando los comentarios de Ruxburgh *et al*. (2005), respecto a la interpretación de NPP, que deberían sus valores mínimos tender a cero, o negativos/positivos y la validez en el tiempo, donde lo ideal es a escala anual, pero también aceptable a escala mensual, por el problema de los flujos respiratorios heterotróficos a escalas menores de tiempo, no son representativos. El Cuadro 1 muestra la partición mensual del espárrago. En ella se observa que la GPP, tiene valores negativos, debido al

mecanismo de cálculo y positivos a partir de la presencia de follaje en abril, sin embargo, no se observa su impacto en la NEE, debido al mecanismo de cálculo de la Reco.

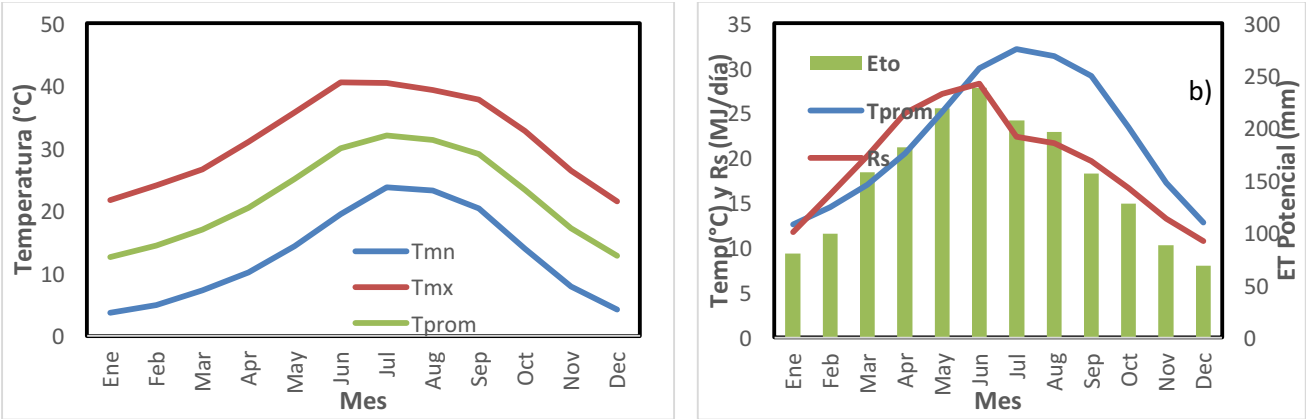



**Figura 2. Climatología de la Costa de Caborca, Sonora (26093)**

**Cuadro 1. Síntesis en espárrago 2019, Intercambio neto de carbono, NEE; evapotranspiración ET; Flujo de calor sensible, H; Respiración Ecosistema, Reco; Productividad primaria bruta, GPP.**

| Mes | NEE (gC/m$^2$) | ET (mm) | H (mm) | Reco (gC/m$^2$) | GPP (gC/m$^2$) |
|---|---|---|---|---|---|
| Ene | 36.06 | 16.56 | 42.54 | 25.65 | -10.41 |
| Feb | 27.12 | 18.59 | 38.64 | 15.98 | -11.15 |
| Mar | 56.86 | 32.81 | 54.99 | 44.15 | -12.71 |
| Apr | 24.29 | 52.94 | 65.43 | 94.90 | 70.61 |
| May | -255.62 | 160.00 | 4.92 | 105.97 | 361.59 |
| Jun | | | | | |
| Jul | | | | | |
| Aug | | | | | |
| Sep | | | | | |
| Oct | | | | | |
| Nov | | | | | |
| Dec | | | | | |

La Figura 3 muestra el comportamiento diario de NEE y la Evapotranspiración (ET) en espárrago. En ella se observa desde enero (inicio del experimento) a finales de mayo, la NEE fue positiva, indicando que la respiración del cultivo fue mayor que los procesos de fijación (fotosíntesis). Esto es debido a la fenología del cultivo y que durante ese periodo, se realiza la cosecha de turiones (Figura 4). Durante esta etapa productiva del espárrago, la cosecha se realiza mañana y tarde diariamente, considerando la tasa de crecimiento del turión. Así mismo se observa que la ET, fue baja de enero a mediados de abril, excepto los días posteriores a los eventos de lluvia donde la evaporación del suelo fue la principal componente.

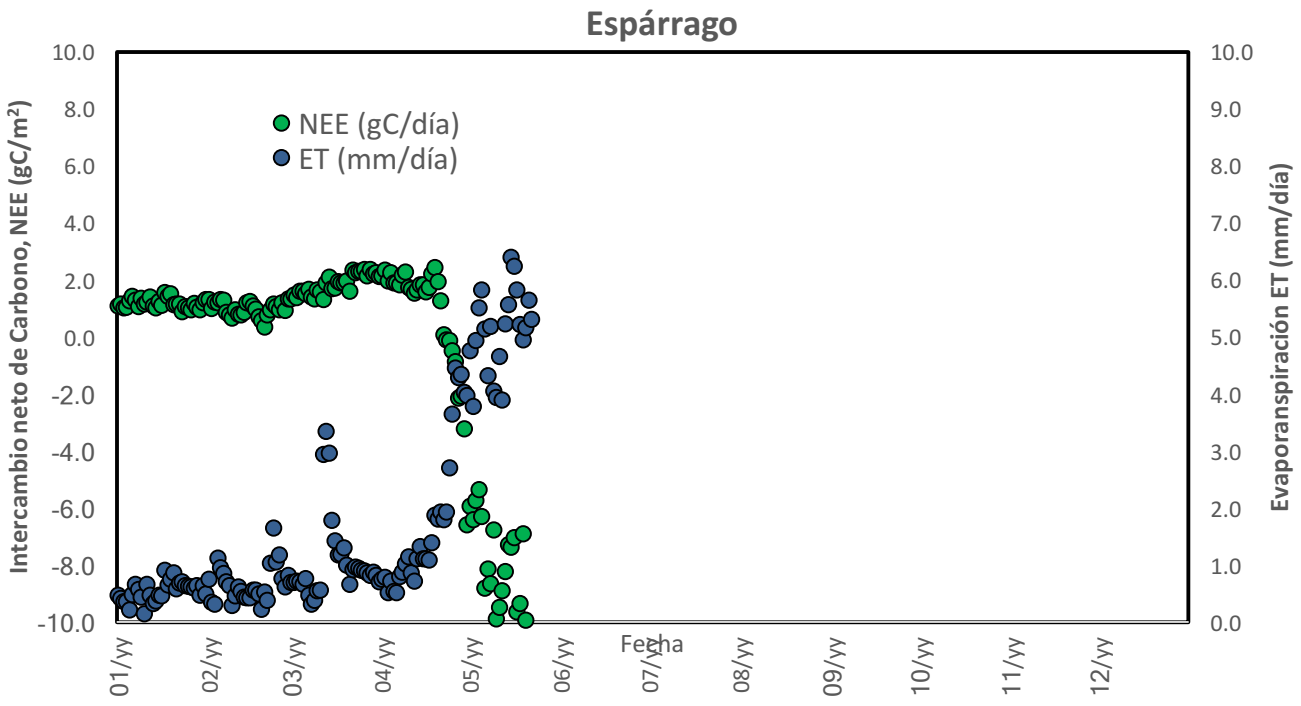



**Figura 3. Flujo de carbono (NEE) y agua (ET) en espárrago 2019.**

**Figura 4. Etapas de desarrollo del espárrago (feb., mar., y abril) en 2019.**

En la Figura 5 se observa la partición de la energía disponible (AE) en el cultivo (ET+H) y su razón, expresada como relación de Bowen, la cual muestra con la AE se particiona y nos indica la superficie se enfría al utilizarse la mayor parte de la energía para ET. Esto es algo frecuente en superficies con una importante cobertura vegetal sobre la superficie, lo cual incrementa de manera importante el Kc.

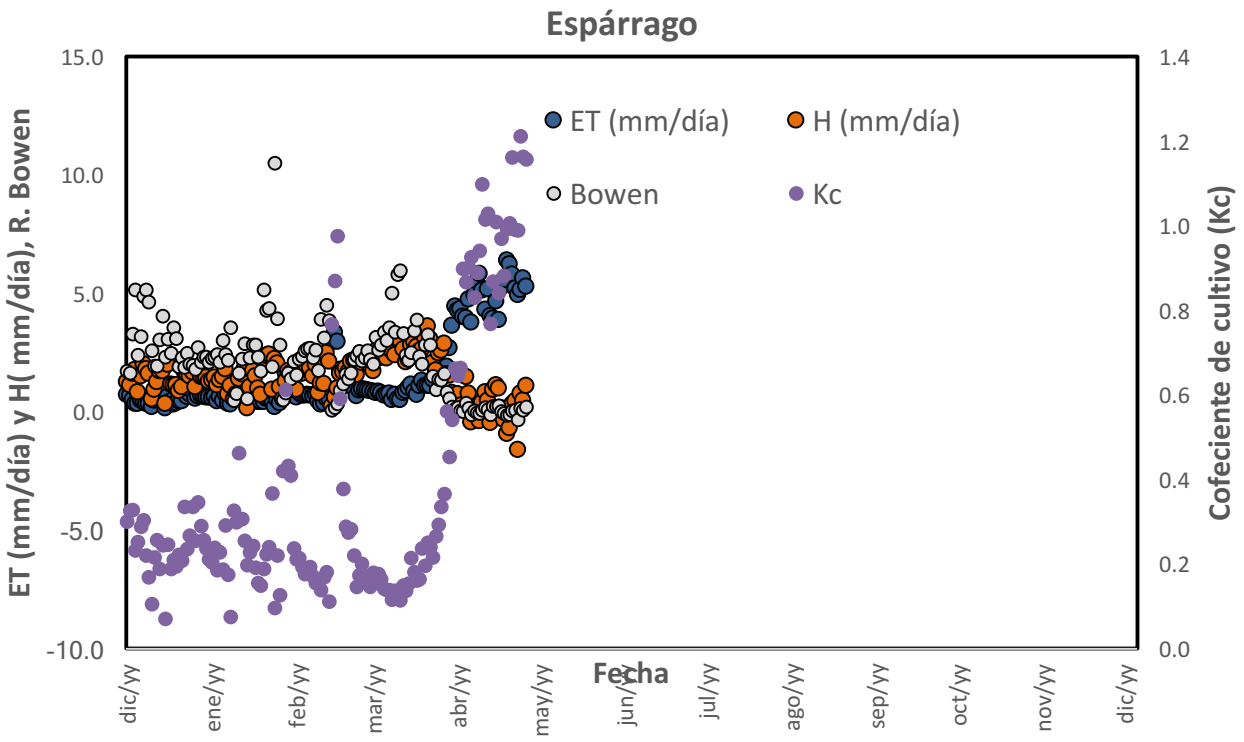



**Figura 5. Evapotranspiración, calor sensible y relación de Bowen en espárrago 2019.**

## Conclusiones

El espárrago es un importante cultivo en la región árida. Los resultados preliminares confirman que si es un cultivo con una alta cobertura vegetal y por lo consiguiente un alto consumo de agua. Esta alta cobertura y consumo de agua está directamente ligado a la fijación de carbono por la fotosíntesis y su baja cantidad de tejido heterótrofo en la parte aérea. Por lo consiguiente, debe ser estudiado mas ampliamente y determinada de manera correcta sus necesidades reales de riego.

## Agradecimientos

La realización de este trabajo es gracias al apoyo del Fondo de Cooperación y Desarrollo entre México (AMEXCID) y Chile (AGCID), de la Universidad de TALCA y la Municipalidad de Linares, Chile y del productor cooperante.

## Literatura citada


Allen, R. G., L. S. Pereira., M. Smith, D. Raes and J. L. Wright. 2005. FAO-56 dual crop coefficient method for estimating evaporation from soil and application extensions. (Special Issue: Evapotranspiration prediction in irrigated agriculture). J. Irrig. Drain. Eng. 131:2–13.

Cahn, M. and L. Johnson. 2017. New Approaches to Irrigation Scheduling of Vegetables. Horticulturae. 3:1-20.

Cleugh, H., R. Leuning, Q. Mu and S. Running. 2007. Regional evaporation from flux tower and MODIS satellite data. Remote Sensing of Environment. 106:285-304.

CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2014. Estadísticas del agua en México. SEMARNAT-CONAGUA. México, D. F.

Dinpashoh, Y., S. Jahanbakhsh-Asl, A. A. Rasouli, M. Foroughi and V. P. Singh. 2019. Impact of climate change on potential evapotranspiration (case study: west and NW of Iran). Theoretical and Applied Climatology 135:185-201.

Doorenbos, J. y W. Pruitt. 1977. Las Necesidades de Agua de los Cultivos. N°24. FAO Riego y Drenaje. Roma, Italia. 194 p

Fimbres-Fontes, A. 2001. Optimizacion del riego con cinta superficial y enterrada en esparrago. Terra 19:191-195.

Fimbres-Fontes, A., A Rivas-Dominguez y J. A. C. Navarro-Ainza. 2011. Efecto de la fertilización nitrogenad y potásica en cultivo de esparrago (*Asparagus officinalis* L.), en la región de Caborca, Sonora. BIOTecnia 13:35-40.

Fimbres-Fontes, A., y J. Lizarraga-Navarrete. 2009. Consumo de agua y nitrógeno en esparrago (Asparragus officinalies L.) de baja población de plnaas con cintas de riego. Revista agraria-nueva-epóca 6:10-13.

Grafton, R. Q., J. Williams, C. J. Perry, F. Molle, C. Ringler, P. Steduto, B. Udall, S. A. Wheeler, Y. Wang, D. Garrick and R. G. Allen. 2018. The paradox of irrigation efficiency. Insights/Police Forum, Science 364 (6404).

Hemakumara, H. M., L. Chandrapala and A. F. Moene. 2003. Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer. Agricultural Water Management 58:109-122.

Minasny, B., B. Malone, A. Mcbratney, D. Angers, D. Arrouays, A. Chambers, V. Chaplot, Z. Chen, K. Cheng, B. S. Das, D. Field, A. Gimona, C. B. Hedley, S. Hong, B. Mandal, B. Marchant, M. Martin, B. G. Mcconkey, V. L. Mulder and L. Winowiecki. 2017. Soil Carbon 4 per mille. Goderma. 292. 59-86.

Mu, Q., F. Heinsch, M. Zhao and S. Running. 2007. Development of a Global Evapotranspiration Algorithm Based on MODIS and Global Meteorology Data. Remote Sensing of Environment. 111. 519-536.

Navarro-Ainza, C. y A. López-Carvajal. 2002. Tecnología para el manejo del espárrago en el noroeste de Sonora. INIFAP. CIRNO. CECAB. Publicación Técnica No. 6.

Navarro-Ainza, C., A. Fimbres-Fontes, y A. López-Carvajal. 2005. Productividad del espárrago en condiciones de riego y fertilización nitrogenada Terra Latinoamericana, 23:121-127.

Ojeda, B. W., J. M. González y L. Rendon P. 2015. Mexican experiences to control groundwater use in agriculture. International Commission on Irrigation and drainage. 12-15 octubre. Montpellier, Francia.

Roxburgh, S. H., S. L. Berry, T. N. Buckley, B. Barnes and M. L. Roderick. 2005. What is NPP? Inconsistent accounting of respiratory fluxes in the definition of net primary production. Functional Ecology 19:378-382.

SAGARPA (Secretaría de Agricultura, Ganadería, Recursos Hidráulicos, Pesca y Acuacultura) y Gobierno del Estado de Sonora. 2016. Programa de Mediano Plazo Agrícola 2016-2021. http://sagarhpa.sonora.gob.mx/portal_sagarhpa/images/archivos/PMP/PMPAGRICOLA20162021.pdf

Sheffield, J., E. F. Wood and F. Muñoz-Arriola. 2010. Long-term regional estimates of evapotranspiration for Mexico based on downscaled ISCCP data. Journal of Hydrometeorology 11:253-275.

Skaggs, R., Z. Samani, S. Bawazir and M. Bleiweiss. 2011. The Convergence of Water Rights, Structural Change, Technology, and Hydrology: A Case Study of New Mexico's Lower Rio Grande. Natural Resources journal 51:95-117.

Walter, S. 2014. Asparagus production in New Mexico. NM State University, Guide H-227. 4 p.

Watts, C. J., J. C. Rodríguez, J. Garatuza-Payán, H. de Bruin y J. Stewart. 1999. Estimación de evaporación y radiación solar en el valle del Yaqui Sonora usando datos de satélite. Ing. Hidrául. Méx. 14:45-53.

# 2 Ecosistemas Acuáticos

# 2.1. Almacenes de carbono orgánico aéreo en manglares de una reserva privada

**Pech-Cárdenas Mónica**[1]; Herrera-Silveira Jorge[1]; Caamal-Sosa Juan[1]; Zenteno-Díaz Karla[1]; Pérez Oscar[1]; Ortiz Antonio[2] y Vicente-Mendoza Marcelo[2]

[1]Centro de Investigación y de Estudios Avanzados del Instituto Politécnico Nacional, Unidad Mérida (CINVESTAV-IPN, Unidad Mérida). Antigua carretera a Progreso km 6, Cordemex 97310 Mérida, Yuc.
[2]Palace Resorts S.A. de C.V. Blvd. Kukulcan km. 14.5. Col. Zona Hotelera 77500 Cancún, Q. Roo.
Autor para correspondencia: jorge.herrera@cinvestav.mx, monica.pech@cinvestav.mx

**Resumen**

La conservación y restauración de manglares representa una estrategia clave en la mitigación y adaptación al cambio climático. Bajo este contexto, el diagnóstico y caracterización de la condición del ecosistema y la cuantificación de los flujos de carbono es necesaria para la definición de acciones eficientes que promuevan la mitigación del cambio climático. La Reserva Privada Moon Palace, bajo una ideología de responsabilidad ambiental se dio la tarea de generar información de línea base para futuras acciones de mitigación al cambio climático. El objetivo de este estudio fue evaluar el almacén aéreo de carbono orgánico en el manglar y determinar las variables ambientales que mejor se asocien con las variaciones de los almacenes de carbono. Los almacenes de carbono variaron de <1 Mg C $ha^{-1}$ a 44.5 ± 15 Mg C $ha^{-1}$. La inundación y el potencial redox fueron las variables que mejor explicaron la variabilidad de los almacenes y captura de carbono. Los resultados indican que el manglar estudiado presenta gran potencial para mitigar las emisiones de $CO_2$, sin embargo, es necesario continuar con el monitoreo de las variables, así como complementar la información obtenida con la medición de otros flujos que ayuden a determinar la funcionalidad ecológica del bosque.

**Palabras clave:** *manglares*; *mitigación*; *cambio climático*; *almacén aéreo de carbono.*

**Abstract**

Mangrove conservation and restoration represents a key strategy in mitigating and adapting to climate change. Under this context, the diagnosis and characterization of the condition of the ecosystem and the quantification of carbon flows is necessary for the definition of efficient actions that promote climate change mitigation. The Moon Palace Private Reserve, under an ideology of environmental responsibility, was given the task of generating baseline information for future actions to mitigate climate change. The objective of this study was to evaluate the air storage of organic carbon in the mangrove and determine the environmental variables that are best associated with the variations of carbon stores. Carbon stores ranged from <1 Mg C $ha^{-1}$ to 44.5 ± 15 Mg C $ha^{-1}$. Flooding and redox potential were the variables that best explained the variability of the stores and carbon sequestration. The results indicate that the mangrove studied has great potential to mitigate $CO_2$ emissions, however, it is necessary to continue monitoring the variables, as well as complementing the information obtained with the measurement of other flows that help determine the ecological functionality of the forest.

**Key words:** *mangroves*; *mitigation*; *climate change*; *carbon air store.*

## Introducción

Existen metas nacionales de reducción de emisiones e incrementar el secuestro de carbono en bosques y selvas, como estrategias de mitigación del cambio climático. Los manglares pertenecen a los sumideros de carbono más eficientes del mundo, además tienen la capacidad de capturarlo más rápido que cualquier otro bosque terrestre (Donato *et al*., 2012). Sin embargo, también son de ecosistemas más amenazados representando enormes cantidades de emisiones de gases de efecto invernadero ($CO_2$ y $CH_4$) por cambio de uso de suelo (Duke *et al*., 2007; Adame *et al*., 2015). Por lo tanto, la conservación y restauración de manglares son acciones que deben ser consideradas como parte de las estrategias de mitigación y adaptación al cambio climático en el país. Para la aplicación efectiva de planes de desarrollo sustentable que contribuyan a cumplir con los compromisos como país, se requiere el trabajo sinérgico entre los sectores académico, gubernamental, privado y social.

Una de las empresas del sector privado que ha adoptado la responsabilidad de conservación y protección ambiental es Palace Resorts S.A. de C.V. Como resultado consolidó el Área Natural Protegida "Reserva Privada Moon Palace" (RPMP) en el 2013, reconocida por la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP), cuya vegetación predominante es manglar. En términos de conectividad ambiental para la fauna silvestre, esta reserva es importante ya que colinda con el Área de Protección de Flora y Fauna Silvestre Manglares de Nichupté (considerada sitio RAMSAR).

Ante el interés de la RPMP para participar en los esquemas de mitigación del cambio climático, se ha generado información de línea base sobre las reservas de carbono en el manglar, obtenido valores de carbono aéreo de $35.9 \pm 10$ Mg C $ha^{-1}$ (Herrera-Silveira *et al*., 2017). Sin embargo, es necesario conocer los cambios en el tiempo de la reserva de carbono para cuantificar la magnitud del secuestro de carbono y el monitoreo de variables ambientales para conocer sus efectos en la variación del secuestro de carbono aéreo de los manglares.

Para responder a las interrogantes ¿cuánto carbono orgánico capturan los manglares mediante incremento de biomasa aérea? Así como, ¿cuáles variables fisicoquímicas se relacionan con las variaciones de la captura y almacén de carbono?. Por lo tanto, el objetivo de este estudio fue determinar los cambios en la biomasa aérea por el crecimiento vegetal como una aproximación de la captura de carbono aéreo, así como evaluar variables ambientales que pudieran estar relacionadas con el proceso.

## Materiales y Métodos

El Área Natural Protegida RPMP se ubica al norte de Quintana Roo, ocupando un área de 315 ha (Figura 1). Esta ANP incluye zonas pertenecientes al complejo turístico Moon Palace Golf and Spa Resort, el cual colinda al norte con el Área de Protección de Flora y Fauna Silvestre Manglares de Nichupté y la división de estas dos reservas es una carretera. El área de manglar presente dentro de la RPMP se dividió en 4 zonas de acuerdo a recorridos previos a la zona. La zona 1 se ubica al norte, presenta manglar tipo chaparro dominado por *Rhizophora mangle* formando pequeños islotes. La zona 2 es un bosque de tipo cuenca localizado al oeste dominado por *Laguncularia racemosa* y en menor proporción *R. mangle*, el bosque es de tipo cuenca. La zona 3 es un manglar de tipo cuencalocalizado al oeste más cercana a los campos de golf, el manglar es de tipo cuenca dominada por *Conocarpus erectus* y *L. racemosa* localizado en las inmediaciones dl campo de golf. En la zona cuatro se encuentran las tres especies de manglar y se ubica cerca de la selva inundable y otros humedales.

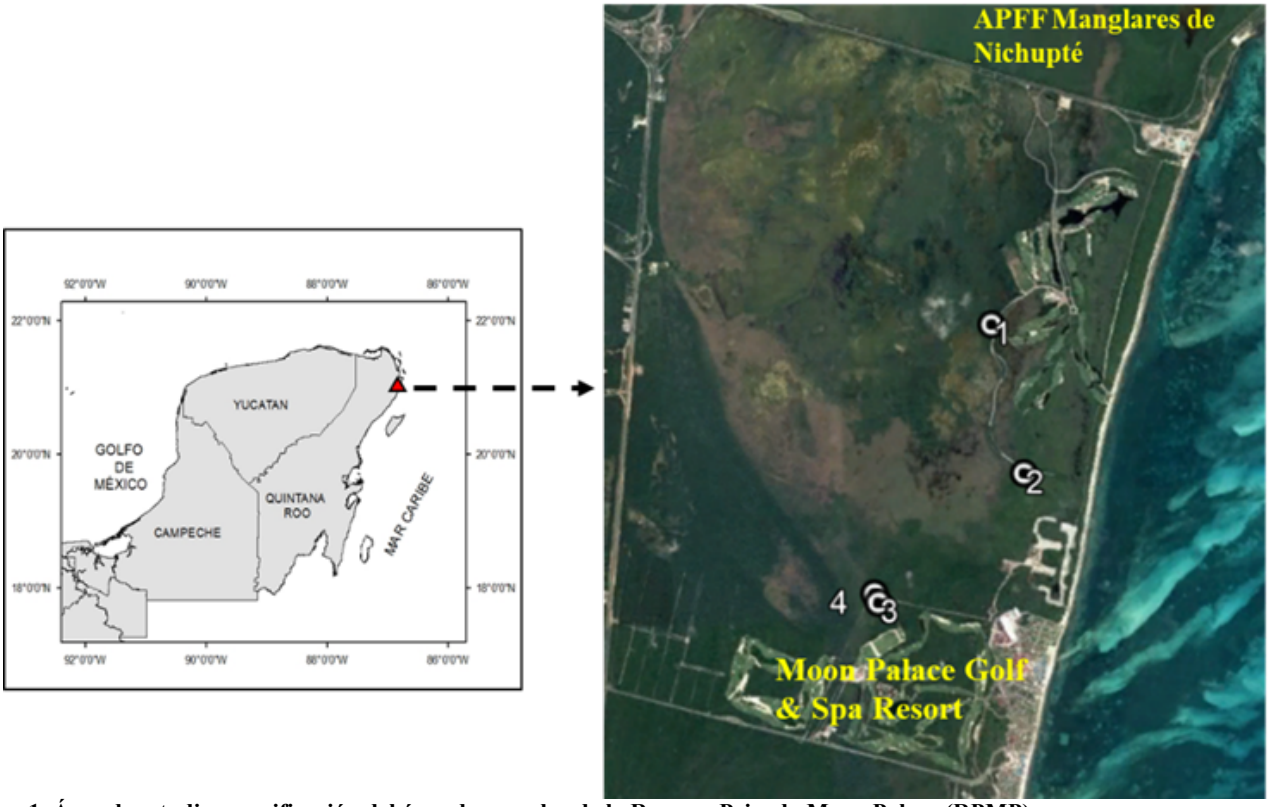



**Figura 1. Área de estudio y zonificación del área de manglar de la Reserva Privada Moon Palace (RPMP).**

En cada zona se estableció una parcela permanente de 5 m de radio en la cual se monitorearon las variables fisicoquímicas del agua intersticial (salinidad, temperatura, pH y potencial redox) extraída a 30 cm de profundidad. Se usó un refractómetro Atago y un equipo Ultrameter II™ 6PFCE. Las campañas de muestreo fueron realizadas en cada época climática: nortes (enero, 2017), secas (junio, 2018) y lluvias (octubre, 2018). Se determinaron diferencias entre zonas y épocas climáticas de cada variable mediante el test de Kruskal Wallis.

Para cuantificar la captura de carbono aéreo, en cada zona se marcaron 10-20 árboles con DAP mayor a 2.5 cm, los cuales fueron medidos en dos años distintos. El DAP de los troncos se usó para calcular la biomasa de los troncos en cada zona mediante el uso de ecuaciones alométricas publicadas en la literatura (Howard *et al.*, 2014). En el caso de los manglares de tipo chaparro su usó el cambio del elipsoide de la copa, su altura y número de troncos a 30 cm del suelo, o por encima de las raíces adventicias (Kauffman *et al*., 2013). La biomasa fue convertida a carbono con el factor 0.45 (Howard *et al.*, 2014).

Finalmente se realizó un análisis de componentes principales (ACP) para identificar las variables ambientales que mejor describan las variaciones en el almacén de carbono aéreo. Este análisis se realizó con ayuda del Programa InfoStat.

## Resultados y Discusión

### *Caracterización ambiental*

En las 4 zonas de la RPMP el promedio de salinidad intersticial fue < 10 gr $kg^{-1}$ (Cuadro 1), indicando que esta variable no representa un estrés para la vegetación y no se obtuvieron diferencias significativas entre zonas, pero sí entre épocas climáticas ($p<0.0001$, $H=39.4$). La temperatura tampoco presentó diferencias significativas entre zonas, pero respondió a la variación climática con diferencias significativas ($p<0.0001$, $H=37.5$). El potencial redox, pH y nivel de inundación resultaron diferentes

entre zonas (p <0.0001, H=34.94; p=0.0132, H=10.74 y p=0.001, H=21.87; respectivamente). Sin embargo, no hubo evidencia suficiente para observar diferencias significativas entre épocas. Posiblemente, factores ajenos al clima, como entradas de agua dulce y conexión de flujos están generando cambios significativos en variables que afectan el crecimiento de los árboles y por tanto su capacidad de capturar $CO_2$.

**Cuadro 1. Variables fisicoquímicas entre zonas y épocas climáticas en la RPMP. Media (error estándar).**

| Época | Salinidad g kg$^{-1}$ | | | Temperatura °C | | | Potencial redox mV | | | pH | | | Inundación cm | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | N | S | LL | N | S | LL | N | S | LL | N | S | LL | N | S | LL |
| Zona 1 | 0.5 (0.1) | 5.2 (0.6) | 7.3 (1.4) | 22.3 (0.3) | 30.4 (0.1) | 31.7 (0.6) | -134.6 (16.6) | -86.5 (20) | -177.7 (4.4) | 6.9 (0) | 6.5 (0.1) | 7.1 (0) | 55.5 (4.1) | 72.3 (2.9) | 69.3 (1.2) |
| Zona 2 | 3 (0.5) | 10.5 (0.5) | 9.7 (1.3) | 23.6 (0.1) | 29.8 (1.2) | 30 (0.2) | -202.3 (7.8) | -221.5 (22.5) | -211.3 (33) | 6.7 (0) | 6.9 (0) | 6.8 (0) | 25.7 (4) | 42 (6.9) | 35.7 (10) |
| Zona 3 | 2.5 (0.7) | 6.5 (0.5) | 7.3 (1.4) | 24.6 (0.1) | 29.3 (4) | 29.3 (0.2) | -105.6 (26.8) | -35.5 (13.5) | -62.7 (5) | 6.9 (0) | 7.5 (0.2) | 7.1 (0.2) | 28 (4) | 34 (0.6) | 28.1 (5.3) |
| Zona 4 | 2.4 (0.6) | 8 (1) | 10 (0) | 24.5 (0.2) | 29 (0.3) | 29.5 (0.2) | -56.9 (18.3) | -20 (7) | -65 (3.5) | 6.8 (0) | 7.5 (0.1) | 6.8 (0) | 28.5 (6.5) | 36.7 (6.3) | 29.5 (10) |

*Almacenes de carbono aéreo*

En la Figura 2 se presenta la variación de los almacenes de carbono en cada zona en los dos tiempos. El mayor almacén de carbono aéreo en la zona 2 (35.9 ± 10 Mg C ha$^{-1}$ y 44.5 ± 15 Mg C ha$^{-1}$) indicó que este tipo de manglar presenta buenas condiciones y deben mantenerse los esfuerzos de conservación, de manera opuesta la zona 1 presentó el menor almacén <1 Mg C ha$^{-1}$. Lo que resalta la necesidad de medir más variables, como la topografía y la frecuencia y duración de la inundación para determinar si esta zona está siendo afectado por otras condiciones o factores.

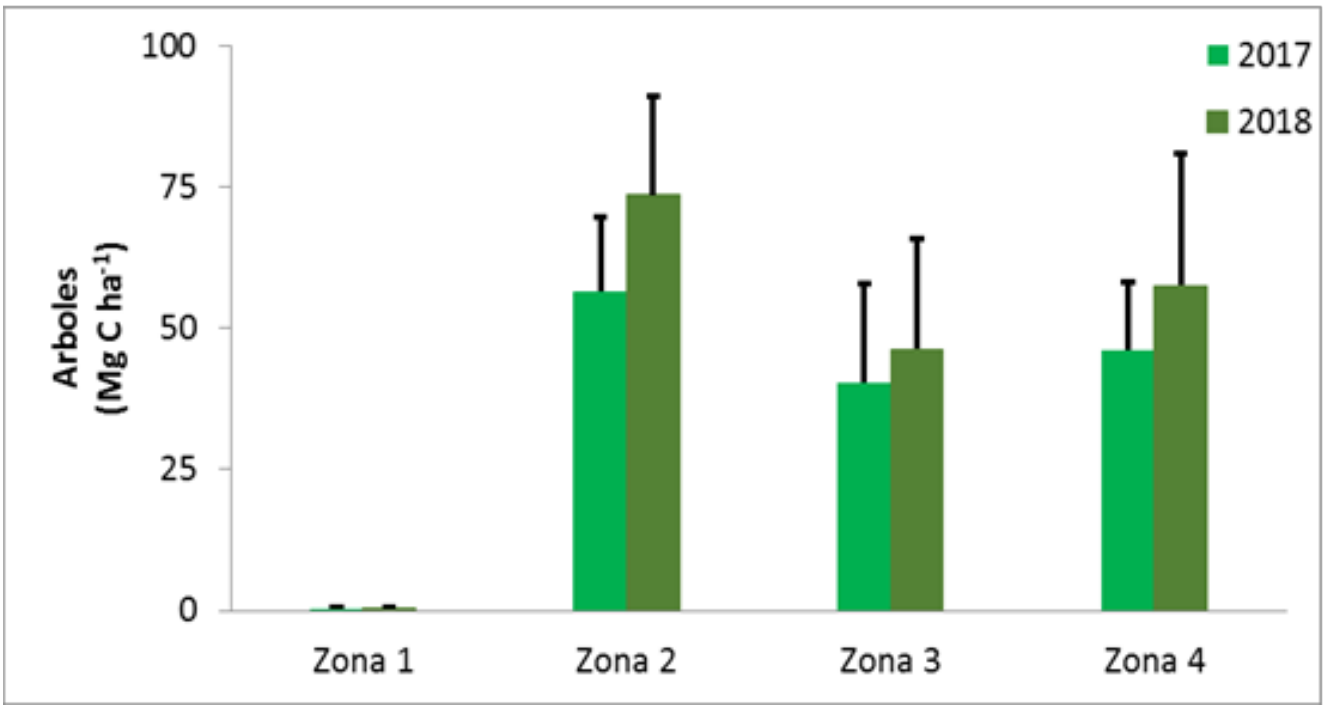



**Figura 2. Almacén aéreo promedio en 2017 y 2018 en la RPMP.**

El biplot resultante del ACP se presenta en la Figura 3. El primer componente se correlacionó con el almacén de carbono y la inundación, el segundo se correlacionó con el potencial redox. La varianza total explicada por los componentes 1 y 2 fue del 97%. El nivel de inundación, junto con la frecuencia y duración, conforman el hidroperiodo del sito; es necesario monitorear esta variable en la zona 1, ya que puede estar afectando el desarrollo de la vegetación y las condiciones de óxido/reducción del suelo (Mitsch y Gosselink, 2000).

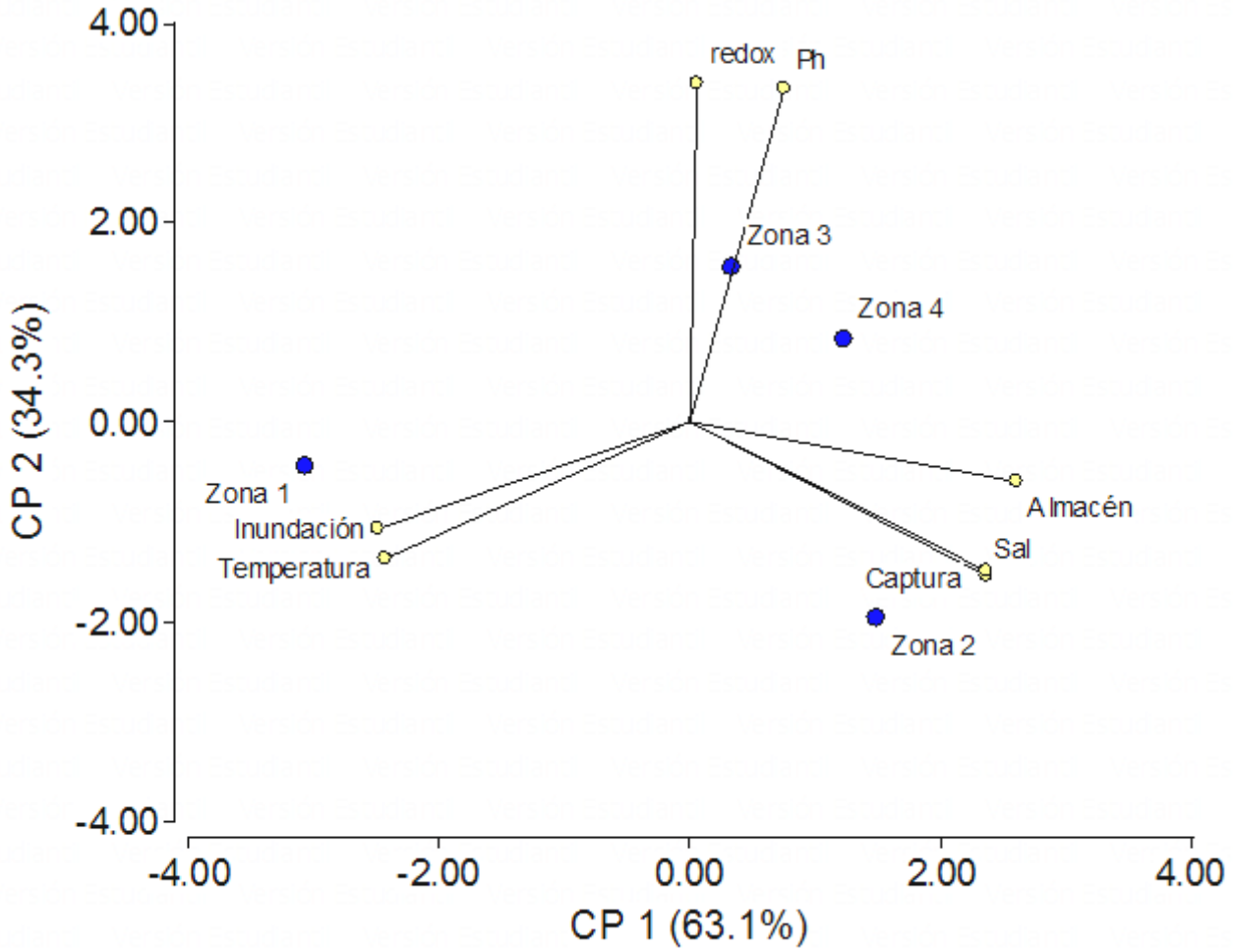



**Figura 3. Análisis de componentes principales (ACP) de las variables ambientales, almacén y captura de carbono en la RPMP.**

*Perspectivas futuras para el manejo del ecosistema de manglar y cambio climático*

Los resultados obtenidos indican que las variaciones en los almacenes de carbono aéreo (Figura 2) se deben a la heterogeneidad ambiental, siendo la inundación y el Redox (reflejo del tiempo que permanece inundado un sitio), las variables más importantes, por lo que es necesario su monitoreo a través del tiempo para determinar su efecto a mediano y largo plazo en la captura y almacén de carbono. Así como para establecer acciones de manejo y/o restauración del manglar. En las zonas 4 y 2, donde el almacén de carbono aéreo es alto es necesaria la conservación para contribuir con la captura de $CO_2$ y en las zonas donde la captura es menor es necesario medir más variables que ayuden a identificar los procesos asociados y de ser necesario implementar acciones que favorezcan el crecimiento de la vegetación y la captura de carbono.

Pocos estudios proveen información de las tasas de captura de carbono, debido a que es necesaria la medición de las reservas en, cuando menos dos momentos en el tiempo. Este estudio representa la línea base para futuras acciones en cooperación con instituciones gubernamentales, privadas y académicos para impulsar la conservación y restauración de los manglares en la RPMP y ambientes adyacentes.

## Conclusiones

La Reserva Privada de Moon Palace presenta importante captura de carbono aéreo en el manglar, evidenciando su potencial en los esquemas de mitigación al cambio climático. Sin embargo, se presentan variaciones de acuerdo a la heterogeneidad ambiental. Las variables que se relacionaron la captura y almacén de carbono son la inundación y el Redox, por lo que es necesario continuar con los programas de monitoreo de estas y otras variables.

Es necesario complementar la información de los flujos de carbono en el ecosistema de manglar de la RPMP mediante la cuantificación de otros flujos como caída de hojarasca, emisiones de $NH_4$ y $CO_2$, descomposición y secuestro de carbono en el suelo. Para hacer aproximaciones de los balances de carbono y determinar la función del ecosistema como sumidero, procesador o fuente de carbono.

## Agradecimientos

Al Programa Mexicano del Carbono A.C. y al CINVESTAV-Mérida por la beca otorgada para esta investigación, como parte del Proyecto: “FLUJOS DE CARBONO EN LAS ZONAS DE MANGLAR DE LA RESERVA PRIVADA DE MOON PALACE RESORT”. Al personal de la Reserva Privada Moon Palace, en especial al Biólogo Marcelo por su apoyo en las campañas de muestreo.

## Literatura citada

Adame, M. F., N. S. Santini, C. Tovilla, A. Vázquez-Lule, L. Castro and M. Guevara. 2015. Carbon stocks and soil sequestration rates of tropical riverine wetlands. Biogeosciences 12:3805-3818.

Donato, D., J. B. Kauffman, R. A. Mackenzie, A. Ainsworth and A. Z. Pfleeger. 2012. Whole-island carbon stocks in the tropical Pacific: Implications for mangrove conservation and upland restoration. Journal of Environmental Management 97:89-96.

Duke, N. C., J.-O. Meynecke, S. Dittmann, A. M. Ellison, K. Anger, U. Berger, S. Cannicci, K. Diele, K. C. Ewel, C. D. Field, N. Koedam, S. Y. Lee, C. Marchand, I. Nordhaus and F. Dahdouh-Guebas. A world without mangroves?. Science 317:41-42.

Herrera-Silveira, J., J. Caamal-Sosa, L. Carrillo-Baeza, E. Pech-Poot, M. Pech-Cárdenas, J. Erosa-Angulo, K. Zenteno and S. Gamboa. 2017. Medición de reservas de carbono y tasas de secuestración de carbono en la Reserva Privada Moon Palace. Informe Técnico. Cinvestav-Unidad Mérida. Programa Mexicano del Carbono (Red Temática del Conacyt). 36 p.

Howard, J., S. Hoyt, K. Isensee, E. Pidgeon and M. Telszewski. 2014. Coastal Blue Carbon: Methods for assessing carbon stocks and emissions factors in mangroves, tidal salt marshes, and sea grass meadows. Conservation International, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, International Union for Conservation of Nature. Arlington, VA, USA.

Kauffman, J. B., D. C. Donato and 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. Center for International Forestry Research (CIFOR). Bogor, Indonesia.

Mitsch, W. J. and J. G. Gosselink. 2000. Wetlands. 3rd ed. John Wiley and Sons. New York, NY, USA.

# 2.2. Implementación del programa de restauración coralina en el Parque Nacional Islas Marietas

**Rodríguez-Troncoso Alma P.**[1]; Cupul-Magaña Amílcar L[1] y Tortolero-Langarica José J.A.[2]

[1]Laboratorio de Ecología Marina, Centro Universitario de la Costa, Universidad de Guadalajara. Av. Universidad No. 203 Del. Ixtapa, Puerto Vallarta CP. 48280, Jalisco, México.
[2]Instituto Tecnológico de Bahía de Banderas, Tecnológico Nacional de México, Crucero a Punta de Mita S/N, Bahía de Banderas C.P. 63734, Nayarit, México.
Autor para corresondencia: pao.rodriguezt@gmail.com

## Resumen

Las comunidades coralinas del Pacífico Mexicano (PM) no solamente albergan una alta biodiversidad de organismos, sino que además proveen de servicios ecosistémicos entre los que están la producción de carbonato. En las últimas décadas los sitios arrecifales presentan una rápida pérdida de su cobertura de coral vivo, producto de estresores tanto naturales como antropogénicos, por lo que, en los últimos años se han llevado a cabo diferentes programas de restauración. El Parque Nacional Islas Marietas alberga una de las comunidades más importantes del PM, y a pesar de haber sufrido eventos de blanqueamiento recientes, también ha presentado una capacidad de resistencia y alta sobrevivencia. En los últimos cinco años se ha implementado un proyecto de restauración en el área utilizando fragmentos de oportunidad del género *Pocillopora* sp., coral ramificado de "rápido" crecimiento y el más abundante en la región. Se han plantado más de 2500 fragmentos de coral sano, se tiene una tasa de éxito del 95%, y un crecimiento apical constante de hasta 5 cm al año. Con respecto a la cobertura, en los últimos cinco años se ha incrementado de manera diferencial por sitio en un 5-10% siendo esto no solo importante en términos de la cobertura de coral vivo, sino de los organismos que dependen de ello. El éxito de los programas de restauración no solo está derivado de su implementación sino de su seguimiento, por lo que se continuará monitoreando estos sitios y se evaluará la posibilidad de llevar dichos proyectos a otras comunidades arrecifales degradadas.

**Palabras clave**: *cobertura de coral vivo*; *coral hermatípico*; *calcificación*; *crecimiento.*

## Abstract

The coral communities of the Mexican Pacific (MP) not only shelter a high biodiversity of organisms, but also provide ecosystem services such as carbonate production. In recent decades, reef sites have suffer a rapid loss of live coral coverage, product of both natural and anthropogenic stressors, and as a mitigation response, in recent years different restoration programs have been implemented. Islas Marietas National Park harbors one of the most important communities of the MP, and despite having suffered recent bleaching events; it has also presented high resistance and survival. In the last five years a restoration program has been implemented in the area using fragments of opportunity of the genus *Pocillopora* sp., a branching coral considered as fast growth and the most abundant in the region. More than 2,500 fragments of healthy coral have been out-planted, with a survival rate of 95%, and a constant apical growth of up to 5 cm per year. With respect to coverage, in the last five years it has increased differentially by site by 5-10%, this being not only important in terms of living coral cover, but also of the organisms that depend on it. The success of the restoration programs is not only derived from its implementation but also from its follow-up, so that these sites will continue to be monitored and the possibility of implementing this project into other degraded reef communities will be evaluated.

**Key words**: *live coral coverage*; *hermatypic coral*; *calcification*; *coral growth*

## Introducción

Dentro del Pacífico Central Mexicano, el Parque Nacional Islas Marietas (PNIM) alberga una de las comunidades arrecifales más importantes del Pacífico Tropical Oriental a la cual se le asocian una gran diversidad de peces, invertebrados marinos, y aves que dependen del arrecife para su subsistencia (CONANP, 2007). Al igual que el resto de los sistemas arrecifales a nivel mundial, la comunidad coralina del área se encuentra afectada de manera negativa por el impacto de anomalías térmicas tales como el fenómeno ENSO (El Niño-Southern Oscillation por sus siglas en inglés), así como por efecto del Cambio Climático y la acidificación del océano (Hoegh-Guldberg *et al*., 2007; Pelejero *et al*., 2010). Asimismo, es un área con un impacto importante de la actividad turística (Cupul-Magaña y Rodríguez-Troncoso, 2017) así como pesca furtiva y de manera indirecta el vertimiento de contaminación proveniente del continente.

La pérdida de cobertura de coral vivo no solamente afecta la a las especies de coral, sino a la diversidad y de los servicios ecosistémicos que proveen (Polidoro *et al.*, 2008). Por lo anterior, y con el fin de mitigar los impactos y evitar que se continúe la pérdida, no sólo la cobertura de coral vivo sino de sus organismos asociados, durante los últimos cinco años se han llevado esfuerzos de restauración implementando una técnica de bajo costo y alto beneficio, utilizando fragmentos de oportunidad del género *Pocillopora* sp., considerado para la región como el más abundante pero además el más resistente y resiliente ante los recientes eventos ENOS (Rodríguez-Troncoso *et al*., 2014; 2016). El programa de restauración coralina es, además, prioritario en sitios considerados de protección especial como son las Áreas Naturales Protegidas; y cabe resaltar que este es un proyecto a largo plazo, lo cual permitirá no solamente contribuir a los esfuerzos de manejo y conservación del área, sino de además permitir evaluar el estado de salud de la comunidad marina asociada a los corales, para asegurar la permanencia del ecosistema en la región.

## Materiales y Métodos

El programa de restauración se lleva a cabo desde hace cinco años en el Parque Nacional Islas Marietas, el cual se encuentra en la región del Pacífico Central Mexicano (Figura 1). La temperatura superficial en la región oscila entre los 22-29.5 °C, y existen registros que durante periodos ENSO puede alcanzar hasta 31 °C (Cupul-Magaña y Calderón-Aguilera, 2008). Durante el verano principalmente, se presentan oscilaciones de temperatura diarias que son determinadas por la fuerte influencia de ondas internas en la zona (Filonov *et al.*, 1996).

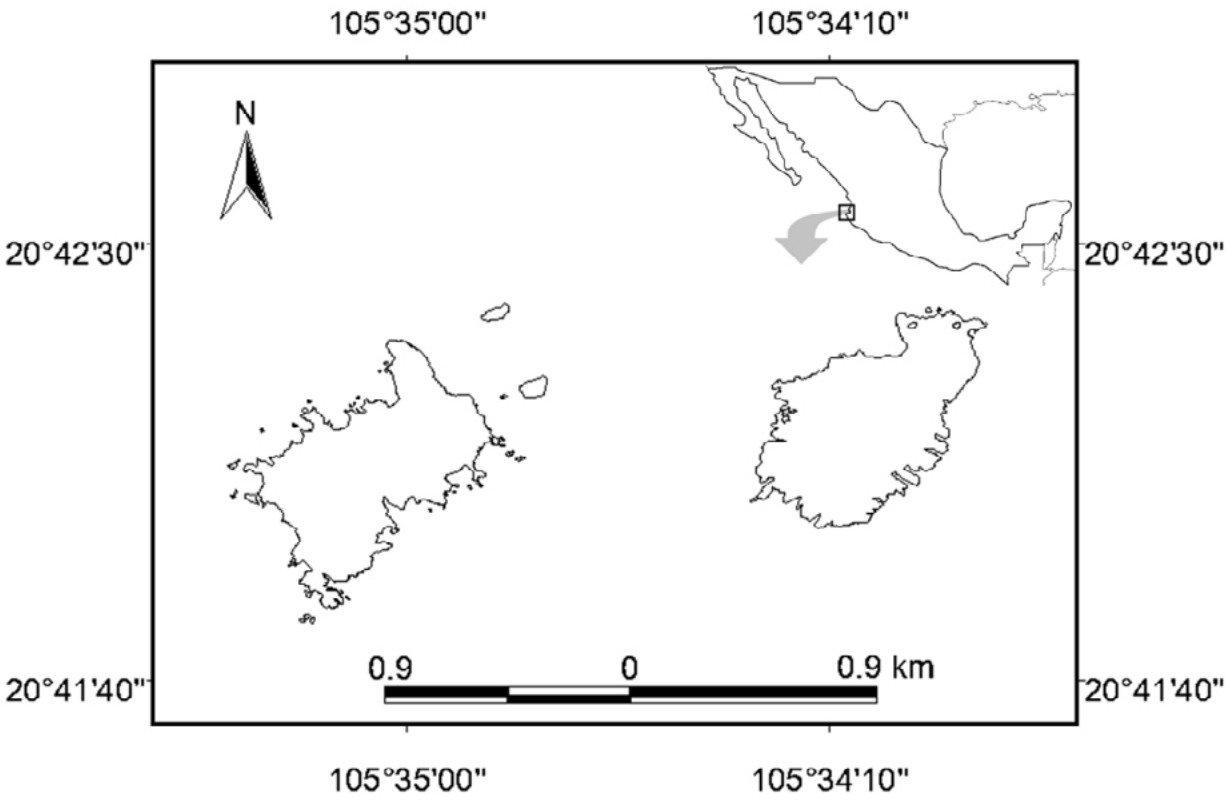



**Figura 1. Localización geográfica del área de estudio: Parque Nacional Islas Marietas.**
El área natural protegida se encuentra compuesto por dos islas (Isla Redonda e Isla Larga) albergando una de las comunidades coralinas más importantes de la región.

La técnica de restauración que se empleó está basada en el método propuesto por Tortolero-Langarica *et al*., (2014) y modificado por Padilla-Guzmán (2017):1) Mediante buceo autónomo, se eligieron los sitios de restauración con características como: sustrato natural disponible (roca, matriz arrecifal o colonias de muerte reciente) para la fijación de fragmentos y presencia cercana de coral ramificado sano; 2) Se ubicó la zona de colecta de fragmentos sanos del género *Pocillopora*, los cuales se revisaron *in situ* que no presentaran signos de blanqueamiento, así como presencia mínima de esponja o de cualquier otro organismo bioerosionador; 3) Los fragmentos fueron sembrados al sustrato en cada sitio para su monitoreo, utilizando cintillos de plástico (Edwards, 2010) con un excedente para reajustar en caso de que fuera necesario, durante los primeros meses previo a la fijación natural del fragmento al sustrato; 4) Con el fin de monitorear el éxito de la técnica de restauración, pero además cuantificar el crecimiento, durante el último año en cada sitio se etiquetaron 20 fragmentos de los cuales se tomaron medidas de la altura apical con el uso de un vernier de plástico (precisión 0.05 mm, FOY 6”), con una periodicidad mensual. Finalmente, se monitoreó el incremento en la cobertura coralina. Esto se evaluó cuantificando la cobertura de coral en cada sitio, utilizando transectos de banda de 25 m, colocando seis cuadrantes de $1m^2$ a lo largo del transecto (Cupul-Magaña y Rodríguez-Troncoso, 2017).

## Resultados y Discusión

Durante los últimos cinco años se han plantado más de 2500 fragmentos. Con respecto al crecimiento, se encontró una diferencia a nivel de sitio, con valores de crecimiento apical mensual máximos de 0.41±0.13 cm y mínimos de 0.16±0. El 70% de los fragmentos se fijaron en un periodo de tres meses, y un 25% más se fijó a los seis meses de ser plantados.

A partir del monitoreo marino de los seis sitios de monitoreo se encontró que, islas Marietas presentó una riqueza de 11 especies de corales formadores de arrecife, con una cobertura coralina total promedio de 18.43%, siendo esto una característica de una comunidad de corales con cobertura media a baja, dominada por unas cuantas especies del género *Pocillopora*.

Para evaluar el éxito de las acciones de restauración implementadas, se compararon los datos de cobertura de coral obtenidos a partir de los monitoreos bimensuales en cada sitio, de ellos. Los datos del último año mostraron que los sitios restaurados presentan una cobertura de entre el 40.8±4.7% al 4.7±1.0%. Estos datos no son estadísticamente diferentes a los del año pasado, sin embargo en cada sitio, se aprecia una tendencia a aumentar la cobertura de coral, debido a los trabajos de restauración implementados, con lo que se hace evidente el éxito del programa, esto a pesar de que durante el programa de restauración la región ha sido afectada por eventos considerados de alto estrés como es un evento El Niño durante el 2015-2016, durante el cual se registraron anomalías térmicas positivas que causaron eventos de blanqueamiento en la región (Cupul-Magaña y Rodríguez-Troncoso , 2017), a lo que se le sumó el impacto del huracán Wila (categoría 5). A pesar de ambos eventos, como resultado de los trabajos de restauración llevados a cabo, no se presentó un impacto significativo en la cobertura coralina.

El cambio en la cobertura de coral vivo a nivel de cada año de estudio, es lento, con incrementos de aproximadamente 1-2% anuales, esto no solo por efecto de la plantación inicial, sino porque colonias que se plantaron hace cinco años, actualmente presentan un diámetro máximo de casi 30 cm, pudiéndose considerar como colonias adultas, inclusive con capacidad reproductiva, siendo esto un factor definitivo para que se considere el programa de restauración como exitoso. No obstante, es necesario continuar por al menos dos años más con este programa para establecer con mayor confiabilidad el éxito del programa.

## Conclusiones

De acuerdo con los resultados obtenidos en el estudio, los impactos son positivos en cuanto a la recuperación del ecosistema arrecifal, se ha logrado un incremento en la cobertura coralina, por efecto del programa de restauración durante los últimos cinco años. El aumento en la cobertura de coral vivo en los sitios, no solo favorece la presencia de corales, sino a su vez, promoverá el incremento de la complejidad del bentos y en consecuencia mayor disponibilidad de refugio para las especies que coexisten en el ecosistema arrecifal rocoso de las islas, lo que a corto plazo se ve reflejado en la presencia de una mayor abundancia de grupos clave como peces, e invertebrados dentro de los que se encuentran los pulpos, caracoles, estrellas de mar y erizos, entre otros; lo cual también favorece el reciclamiento de nutrientes y los procesos ecosistémicos.

Finalmente, el incremento en la cobertura coralina en estos sitios es de gran relevancia para el ecosistema, por lo que los esfuerzos de restauración empleados a largo plazo en la región del PCM han mostrado resultados favorables en el incremento de la misma, así como en la producción de carbonato de calcio (Tortolero-Langarica *et al.*, 2014; 2019). La correcta y continua implementación de estos programas a largo plazo traerá consigo beneficios ecológicos y económicos para la región. Además, promueven la investigación e interés en los ecosistemas marino-costeros, no sólo de la región del Pacífico Central Mexicano, sino de todas las zonas insulares y costeras que proveen de servicios a las poblaciones que dependen de ellas.

## Agradecimientos

La presente investigación ha sido financiada por los proyectos PROCER/CCER/DROPC/09/2016 y CONANP/PROMANP/MB/24/2017 dirigidos por ALCM, así como por los proyectos EC-51496C-18 y W-40515 otorgados por National Geographic Society a cargo de APRT. Asimismo, se agradece a las autoridades del Parque Nacional Islas Marietas (CONANP) por las facilidades otorgadas para el desarrollo del proyecto y a PROZONA A.C., por el apoyo logístico.

## Literatura citada

CONANP (Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas). 2007. Programa de Conservación y Manejo del Parque Nacional Islas Marietas. CONANP. 155 p.

Cupul-Magaña A. L. and L. Calderón-Aguilera. 2008. Cold water bleaching at Islas Marietas National Park, Nayarit, México. 15vo. Congreso Nacional de Oceanografía, Veracruz, México.

Cupul-Magaña, A. L. y A. P. Rodríguez-Troncoso. 2017. Tourist carrying capacity at Islas Marietas National Park: An essential tool to protect the coral community. Applied Goegraphy. 88:15-23.

Edwards, A. J. 2010. Reef rehabilitation manual. The Coral Reef Targeted Research and Capacity Building for Management Program: Queensland, Australia. 166 p.

Filonov, A. E., C. Monzón e I. Tereshchenko. 1996. Acerca de las condiciones de generación de las ondas internas de marea en la costa occidental de México. Ciencias Marinas 22:255-272.

Hoegh-Guldberg, O., P. J. Mumby, A. J. Hooten, R. S. Steneck, P. Greenfield, E. Gomez, C. D. Harvell, P. F. Sale, A. J. Edwards, K. Caldeira, N. Knowlton, C. M. Eakin, R. Iglesias-Prieto, N. Muthiga, R. H. Bradbury, A. Dubi and M. E.Hatziolos. 2007. Coral reefs under rapid climate change and ocean acidification. Science. 318:1737-1742.

Padilla-Guzmán, R. 2017. Restauración de la cobertura coralina de Parque Nacional Islas Marietas y Punta de Mita, Nayarit, México. Universidad de Guadalajara, Centro Universitario de la Costa, México. 40 p.

Pelejero, C., E. Calvo y O. Hoegh-Guldberg. 2010. Paleo-perspectives on ocean acidification. Trends in Ecology and Evolution 25:332-344.

Polidoro, B. A., S. R. Livingstone, K. E. Carpenter, B. Hutchinson, R. B. Mast, N. Pilcher, Y. Sadovy de Mitcheson and S. Valenti. 2008. Status of the world's marine species. pp. 1-10. *In*: Vié, J.-C., C. Hilton-Taylor and S. N. Stuart (eds.). The 2008 Review of The IUCN Red List of Threatened Species. IUCN. Gland. Switzerland.

Rodríguez-Troncoso, A. P., E. Carpizo-Ituarte, D. T. Pettay, M. E. Warner and A. L. Cupul-Magaña. 2014. The effects of an abnormal decrease in temperature on the Eastern Pacific reef-building coral Pocillopora verrucosa. Marine Biology. 161:131-139.

Rodríguez-Troncoso. A. P., E. Carpizo-Ituarte y A. L. Cupul-Magaña. 2016. Physiological response to high temperature in the Tropical Eastern Pacific coral *Pocillopora verrucosa*. Marine Ecology. 37:1168-1176.

Tortolero-Langarica, J. J. A, A. L. Cupul-Magaña and A. P. Rodríguez-Troncoso. 2014. Restoration of a degraded coral reef using a natural remediation process: A case study from a Central Mexican Pacific National Park. Ocean and Coastal Management. 96:12-19.

Tortolero-Langarica, J. J. A., A. P. Rodríguez-Troncoso, A. L. Cupul-Magaña, L. C. Alarcón-Ortega and J. S. Santiago-Valentín. 2019. Accelerated recovery of calcium carbonate production in coral reefs using low-tech ecological restoration. Ecological engineering. 128:89-97.

# 2.3. Nitrógeno-Fósforo en una presa hidroeléctrica del Altiplano Central

**López-Hernández Martín**[1]; Ramos-Espinosa Guadalupe [2] y González-Farías Fernando[1]

[1]Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, Apartado Postal 70-135. México D.F. 04510. Alcaldía Coyoacán.
[2]Departamento de Producción Agrícola y Animal, UAM-X. Calzada del Hueso 1100. Col Villa Quietud. México D.F. 04960. Alcaldía Coyoacán.
Autor para correspondencia: martinl@cmarl.unam.mx

## Resumen

Los cuerpos de agua dulce acumulan Nitrógeno y Fósforo provenientes del acarreo de materia orgánica particulada o disuelta, ambas formas constituyen las principales acumulaciones de Carbono. El objetivo del estudio fue evaluar la dinámica en espacio y tiempo del carbono con base al nitrógeno total y el fósforo total, derivados del enriquecimiento de la materia orgánica que llegan por aportes de aguas de desecho a la PH Zimapán; se tomaron muestras de agua de siete sitios, una vez al mes durante la estación seca (mayo) y la de lluvia (septiembre), durante los años 2003, 2005, 2008 y 2012, evaluándose *in situ* temperatura del agua, oxígeno disuelto (OD) y potencial óxido-reducción (POR); en laboratorio se determinaron Nitrógeno total (NT) y Fósforo Total (FT) con técnicas de HACH DR/2010. En el epilimnion (0-10 m) hubo temperaturas entre (25-27 °C) y valores de OD (4 a 6 mg $L^{-1}$); en hipolimnion (35-70 m) la temperatura bajó a 20 °C y OD descendió a 1 mg $L^{-1}$; el POR disminuyó de superficie a 40 m (0.4 a 0.1 mV), de 50 a 70 m los valores fueron negativos. NT y PT registraron concentraciones entre 2 y 11 mg $L^{-1}$, indicando exceso de nutrientes, estado hipereutrófico, debido a entrada de aguas de desecho con altas tasas de materia orgánica. Se concluye que el sistema no presentó diferencias significativas entre sequía y lluvia, mostrando condición hipertrófica constante por la permanente entrada de aguas residuales.

**Palabras clave**: *nutrientes*; *materia orgánica*; *aguas residuales.*

## Abstract

The Freshwater bodies does accumulate Nitrogen and Phosphorus from the transport of particulate or dissolved organic matter, both forms constitute the main reservoirs of Carbon. The objective of the study was to evaluate the intra-annual temporal space dynamics in dry and rain in the form of Total Nitrogen (TN) and Total Phosphorus (TP), as derived from enrichment by organic matter; seven reservoir sites were sampled, once a month during the dry season (May) and rain season (September), during years 2003, 2005, 2008 and 2012, *In situ* water temperature, dissolved oxygen (DO) and oxide-reduction potential (POR) were evaluated, in laboratory Total Nitrogen (NT) and Total Phosphorus (PT) were determined following the techniques of HACH DR/2010. In the epilimnion (0-10 m) there were temperatures between (25-27 °C) and OD values (4 to 6 mg $L^{-1}$); in hypolimnion (35-70 m) the temperature dropped to 20 °C and OD dropped to 1 mg $L^{-1}$; the POR decreased from surface to 40 m (0.4 to 0.1 mV), from 50 to 70 m the values were negative. NT and PT registered concentrations between 2 and 11 mg $L^{-1}$, indicating excess nutrients, hypereutrophic state, due to entry of wastewater with high organic matter rates. It is concluded that the system did not present significant differences between drought and rain, showing constant hypertrophic condition due to the permanent entrance of wastewater.

**Key words:** *nutrients*; *organic matter*; *wastewaters.*

## Introducción

Las hidroeléctricas provocan efectos negativos, como alteración en el flujo natural, calidad del agua, retención de sedimentos y consecuentemente se vuelven sumideros de materia orgánica y carbono, generando cambios en la dinámica de nutrientes como nitrógeno y fósforo (Matzinger *et al*., 2007; Bosch, 2008; Harrison *et al*., 2009). Atrapan en su parte profunda grandes cantidades de carbono orgánico y materia orgánica disuelta o particulada traídos por escorrentías de zonas agrícolas, ganaderas y urbanas, causando cambios importantes en las condiciones físicas y químicas en la columna de agua, en especial oxígeno disuelto, pH, conductividad y potencial oxido reducción; también emiten gases de efecto invernadero, principalmente metano y dióxido de carbono (Alin y Johnson, 2007; Tranvik *et al*., 2009; DelSontro *et al*., 2010).

La presa hidroeléctrica Ing. Fernando Hiriart Balderrama, "Zimapán" en el Altiplano Central, recibe aguas residuales de la CDMX a través del río Tula (Hidalgo) como de diferentes tipos de contaminantes de origen industrial por el río San Juan (Querétaro); el río Tula contiene alta carga de material y contaminantes orgánicos, metales pesados, metaloides, hidrocarburos y desechos farmacéuticos (Siemens *et al*., 2008; Solís *et al*., 2009; Rubio-Franchini *et al*., 2016; Lesser *et al*., 2018; Ramos-Espinosa *et al*., 2018).. El objetivo del estudio fue evaluar la dinámica espacio temporal intra anual en secas y lluvias en forma de nitrógeno y fósforo como derivados del enriquecimiento por materia orgánica y de carbono.

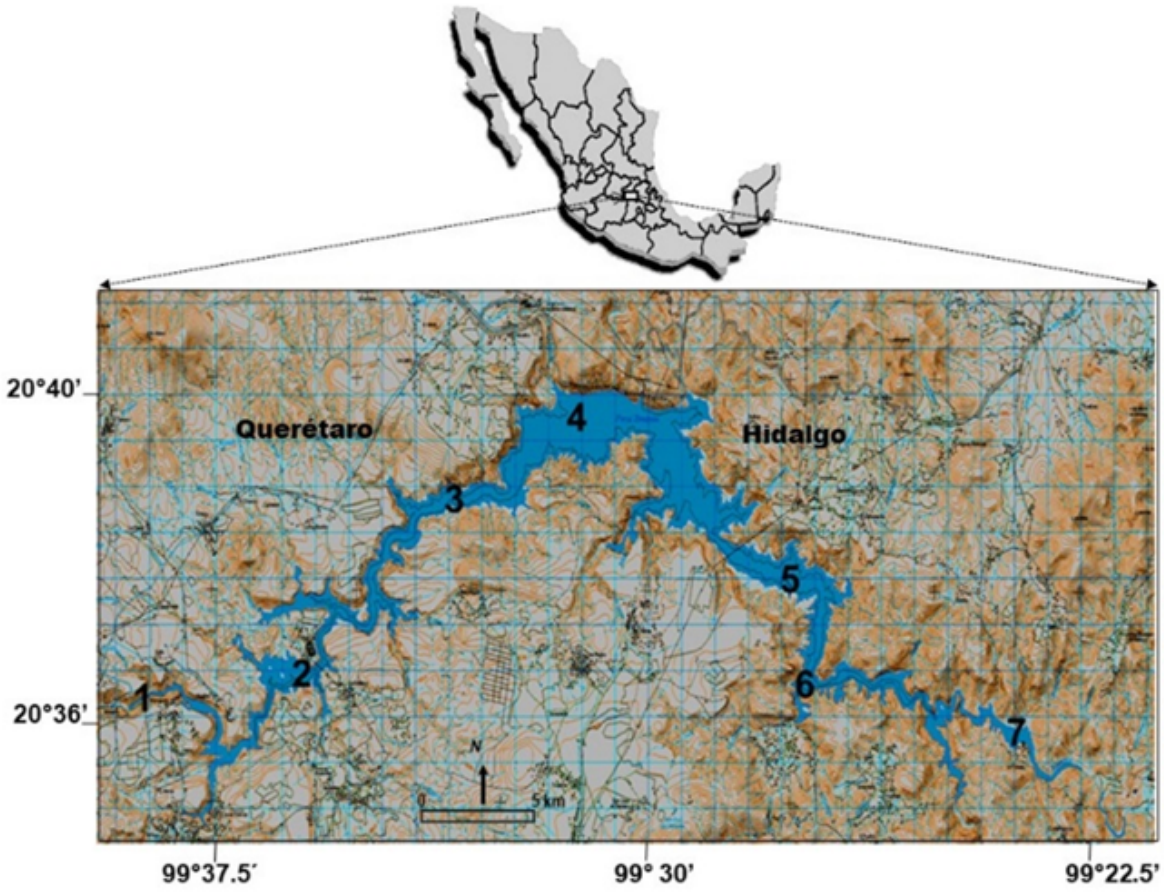



**Figura 1. Presa Hidroeléctrica Zimapan y localización de las estaciones de muestreo.**

**Cuadro 1. Nombre, zona y localización de sitios de muestreo.**

| Estación | Zona | Localización | Estado |
|---|---|---|---|
| 1 Río San Juan | Riparia | 20°36´15´´ N; 99°38´30´´ W | Querétaro |
| 2 Tzibantza | Transicional | 20°36´29´´ N; 99°36´09´´ W | Querétaro |
| 3 Corrales | Lacustre | 20°38´32´´ N; 99°32´17´´ W | Querétaro-Hidalgo |
| 4 Cortina | Lacustre | 20°39´10´´ N; 99°29´42´´ W | Querétaro-Hidalgo |
| 5 El Llano | Lacustre | 20°37´47´´ N; 99°28´07´´ W | Hidalgo |
| 6 Noxthei | Transicional | 20°36´49´´ N; 99°27´02´´ W | Hidalgo |
| 7 Río Tula | Riparia | 20°36´00´´ N; 99°24´19´´ W | Hidalgo |

## Materiales y Métodos

La hidroeléctrica ubicada en los límites de los Estados de Hidalgo y Querétaro, tiene una superficie aproximada de 2600 ha, profundidad media de 60 m y profundidad máxima de 100-120 m en la cortina (20°40' N y 99°30' W). Se seleccionaron siete sitios en el reservorio abarcando las zonas riparia, transicional y lacustre; se muestrearon una vez por mes en época de sequía (mayo) y en la de lluvia (septiembre), durante los años 2003, 2005, 2008 y 2012 (Figura 1, Cuadro 1). En cada estación se registró posición geográfica, profundidad total mediante la inmersión de una sonda digital SM-5 portátil. Se registraron *in situ* los valores de temperatura del agua (°C), Oxígeno Disuelto (OD) y Potencial óxido reducción (POR) en la columna de agua desde 0.30 m hasta 70.0 m con un multisensor Hydrolab Surveyor II; para evaluar nutrientes inorgánicos se tomaron muestras de agua a 1 m de profundidad mediante una botella horizontal transparente tipo Van Dorn, para su posterior análisis en laboratorio de Nitrógeno total (NT) Fósforo total (PT). Las muestras de agua se transportaron en hieleras con hielo a temperatura cercana a los 4 °C. Los análisis químicos de NT y PT se efectuaron con técnicas espectrofotométricas analíticas basadas en las técnicas de APHA *et al*. (1995), usando un espectrofotómetro HACH DR/2010.

## Resultados y Discusión

Las variaciones (CV% ≤ 20 variación baja; ≥ 20, variación alta) de temperatura del agua en columna de agua fueron poco significativas, en oxígeno disuelto se presentaron variaciones significativas en mayo septiembre. Cuadro 2 Las variaciones en OD, mayores en mayo y menores en septiembre reflejan las diferencias en producción fotosintética por la mayor incidencia de luz y temperatura ambiental; en lluvias, luego de los aportes de material orgánico se presentó descenso por el consumo de OD por el procesamiento de materia orgánica.

**Cuadro 2. Estadística general en columna de agua de temperatura del agua y Oxígeno disuelto en los sitios de muestreo, correspondientes a mayo (sequía) y septiembre (lluvias), años 2003, 2005, 2008 y 2012.**

| Estaciones de muestreo | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Variable/Muestreo | Mayo | | | | | | | Septiembre | | | | | | |
| Temperatura | | | | | | | | | | | | | | |
| Promedio | 22.7 | 21.8 | 21.0 | 21.5 | 21.9 | 21.8 | 22.2 | 22.8 | 21.9 | 21.8 | 21.4 | 21.6 | 20.8 | 21.7 |
| Desv. St. | 2.83 | 2.83 | 2.08 | 2.45 | 2.32 | 2.35 | 1.80 | 1.60 | 1.94 | 1.99 | 1.78 | 1.34 | 1.45 | 1.59 |
| CV% | 12.5 | 13.0 | 9.9 | 11.4 | 10.6 | 10.7 | 8.0 | 6.99 | 8.8 | 9.1 | 8.3 | 6.1 | 7.0 | 7.3 |
| Oxígeno dis. | | | | | | | | | | | | | | |
| Promedio | 3.88 | 5.01 | 5.59 | 6.76 | 7.37 | 7.07 | 6.51 | 3.43 | 3.36 | 3.56 | 3.45 | 3.35 | 5.32 | 4.09 |
| Desv. St. | 1.13 | 2.63 | 2.59 | 2.47 | 3.07 | 2.92 | 2.80 | 1.35 | 2.31 | 2.52 | 2.81 | 2.82 | 2.73 | 2.14 |
| CV% | **36.9** | **52.9** | **46.4** | **36.5** | **41.6** | **41.3** | **43.0** | **39.3** | **68.8** | **70.8** | **81.4** | **84.2** | **51.4** | **52.4** |

Desv. St = Desviación estandard; CV% = Coeficiente de Variación; Temperatura °C; Oxígeno dis. mg $L^{-1}$.
En negritas variaciones significativas.

En mayo, en los primeros 20 m del epilimnion presentó temperaturas entre (25-27 °C) y con OD > 4 mg $L^{-1}$, de 35 a 70 m, en el hipolimnion las temperaturas descienden a 20 °C y el OD indica hipoxia (2 mg $L^{-1}$) y anoxia (0-1 mg $L^{-1}$; hay condiciones para que se liberen del fondo compuestos como metano, dióxido de carbono, sulfuro de hidrógeno, amoniaco, hierro, manganeso y fósforo (Rangel-Peraza *et al*., 2012). También el POR descendió de superficie a 40 m (0.4 a 0.1 mV), de 50 a 70 m los valores fueron negativos, que coincide con la zona anóxica. En septiembre, los mayores promedios de temperatura correspondieron al agua superficial en los sitios 1 y 2 por influencia de aguas termales, los menores en los sitios 4-7; el sistema tuvo valores promedio entre 21 y 23.5 °C, con poca variabilidad. El OD registró mayores concentraciones en mayo 4 a 6 mg $L^{-1}$ y 3 a 5 mg $L^{-1}$ en septiembre, sólo el sitio 6 presentó diferencia significativa. En sistemas acuáticos tropicales como Zimapán, no se presentan fuertes cambios ambientales y tampoco en el agua durante el año; en el epilimnion, es posible no encontrar diferencias significativas entre la temperatura del agua y OD; Gerson *et al*. (2011), encontraron esta condición en reservorios de Brasil y la extrapolaron por años, zonas y estaciones. El POR presentó valores entre 0.12 mV y 0.45 mV, los mayores valores en septiembre entre 0.25 y 0.40 mV por la entrada de las escorrentías por ambos ríos con transporte de sedimentos y material orgánico, Figura 2.

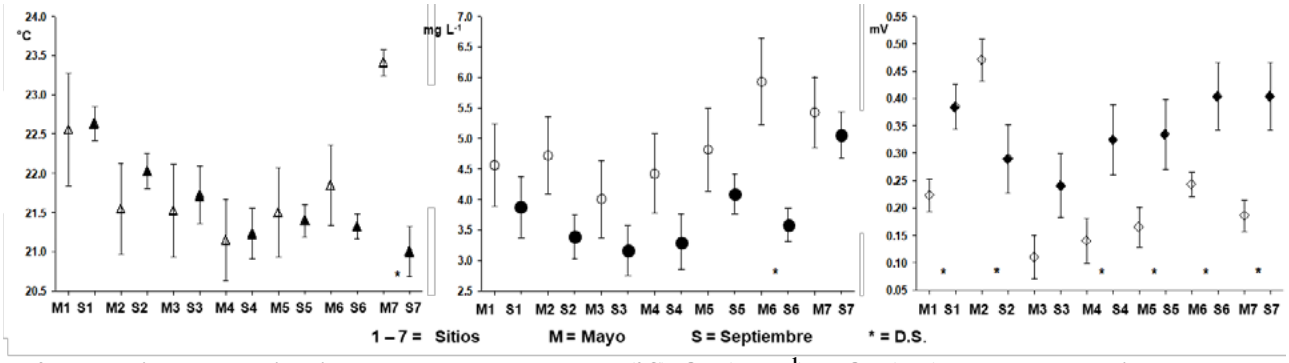



**Figura 2. Promedios comparativos intraanuales de Temperatura (°C), OD (mg $L^{-1}$) y POR (mV) entre secas y lluvias.**
* diferencias significativas con t student.

NT y PT rgistraron concentraciones entre 2 y 11 mg $L^{-1}$, indicando exceso de nutrientes por la permanente entrada de aguas de desecho con altas tasas de materia orgánica, por el río Tula en sequía y por ambos ríos en lluvia. NT en mayo presentó descensos graduales desde el sitio 7 (río Tula) con 5.5 mg $L^{-1}$ hasta 0.25 mg $L^{-1}$ en el sitio 2; en lluvias de septiembre se presentaron incrementos, con rango de 4.5 a valores cercanos a 9 mg $L^{-1}$. El PT tuvo dinámica similar, menores concentraciones en mayo con promedios entre 3.2 y 3.8 mg $L^{-1}$, con mayor concentración en sitio 7; en septiembre los valores incrementaron y estuvieron entre 5.5 y 8.8 mg $L^{-1}$, con los mayores registros en el sitio 1 (Figura 3).

El sistema evidenció entrada de altas tasas materia orgánica y de nutrientes provenientes de ambos ríos y que pueden afectar la calidad del agua y la causal de las altas concentraciones de fósforo y de nitrógeno, el primero, almacenado o retenido y el segundo, o bien asimilado biológicamente o incorporado al proceso de desnitrificación; las tasas de desnitrificación por acción de sedimentos anóxicos en el fondo y la permanente entrada de materia orgánica son procesos comunes en las presas con fondos anóxicos (Delazari-Barroso *et al*., 2009).

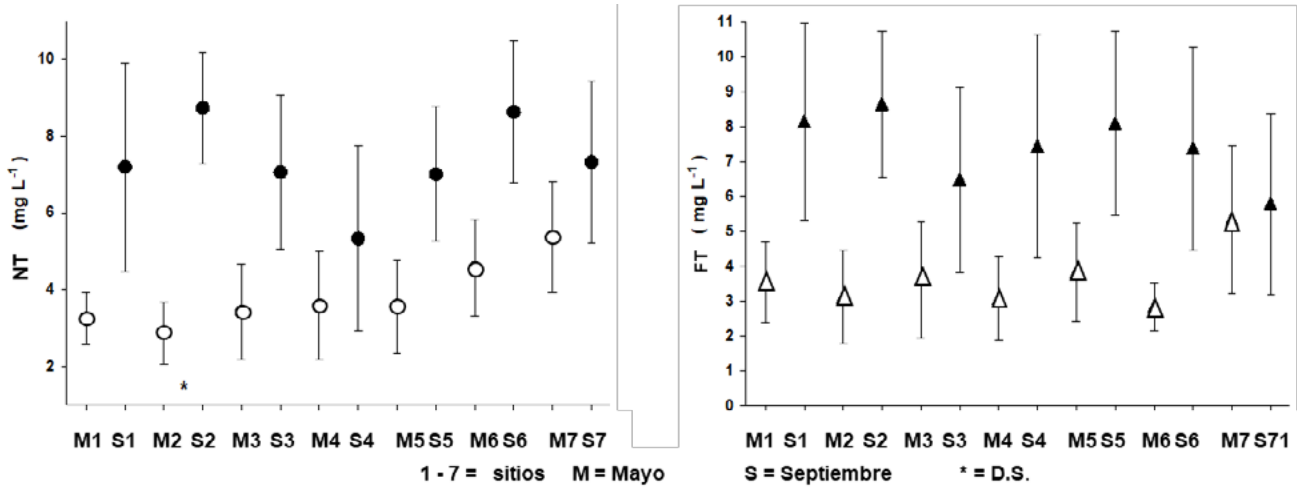



**Figura 3. Concentraciones de NT (mg $L^{-1}$, PT (mg $L^{-1}$) de sitios de trabajo.**
* diferencias significativas con t student.

En la presa Zimapán la fuente de nitrógeno y fósforo se puede atribuir más al transporte por aguas de desecho que traen los ríos Tula y San Juan que los aportes por actividad pecuaria como sucede en algunos reservorios de Brasil (Abe *et al*., 2003). La presa presentó elevadas concentraciones de PT, relacionadas a aguas hipereutróficas (Condé-Lamparelli, 2014); el sistema se caracterizó por su condición hipereutrófica, causada por constante entrada de aguas residuales, cuyas tasas de transporte de materia orgánica y de nutrientes, promueven que la hidroeléctrica sea eficiente receptor de carbono tanto en sedimentos como en agua. La retención de nitrógeno en los sedimentos y su disponibilidad en el agua, influye para la frecuente presencia de florecimientos algales por cianobacterias (*Microsystis* y *Anabaena*); en meses de sequía, alta temperatura y poco o nulo viento, favorecen altas densidades de cianobacterias (López-Hernández *et al*., 2007). Las presas con altas entradas de materia orgánica, acelerada eutroficación, presentan frecuentes florecimientos de cianobacterias y cianotoxinas, así como de precursores de trihalometanos, y compuestos con fuertes olores desagradables (Conley *et al*., 2009).

## Conclusiones

El epilimnion (superficie-20 m) refleja los cambios ambientales de secas y lluvias en Temperatura del agua, oxígeno disuelto; el hipolimnion (40-70 m) por por sus condiciones hipóxicas-anóxicas y valores negativos de POR, evidencían la captura, retención de materia orgáncia, así como la liberación de nutrientes al agua.

La hidroeléctrica no presentó diferencias significativas entre sequía y lluvia, presentó siempre altas concentraciones de nitrógeno y fósforo, por lo que el sistema esté en permanente estado de hipereutrofía.

La hidroeléctrica es eficiente receptor de materia orgánica y por ende de carbono tanto en sedimentos como en agua, que promuven las permanentes altas concentraciones de nitrógeno y fósforo.

## Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Universidad Autónoma Metropolitana Unidad Xochimilco por el apoyo a la investigación. A los pescadores por su apoyo e interés de mejorar las condiciones ambientales de la presa.

## Literatura citada


Abe, D. S., T. Matsumura-Tundisi, O. Rocha and J. G. Tundisi, 2003. Denitrification and bacterial community structure in the cascade of six reservoirs on a tropical river in Brazil. Hydrobiologia 504:67-76.

Alin, S. R. and T. C. Johnson. 2007. Carbon cycling in large lakes of the world: A synthesis of production, burial, and lake-atmosphere exchange estimates. Global Biogeochem Cycles 21:1-12.

APHA, AWWA and WPCF. 1995. Standard methods for the examination of water and wastewater. 19th edition. American Public Health Association, Washington, D.C.

Bosch, N. S. and J. D. Allan. 2008. The influence of impoundments on nutrient budgets in two catchments of southeastern Michigan, Biogeochemistry 87:325-338.

Condé-Lamparelli, M. 2014. Graus de trofia em corpos d'água do Estado de São Paulo: avaliação dos métodos de monitoramento. Tese Doutorado em Ciências. Universidade de São Paulo. São Paulo, Brasil.

Conley, D. J., H. W. Paerl, R. W. Howarth, D. E. Boesch, S. P. Seitzinger, K. E. Havens, C. Lancelot and G. E. Likens. 2009. Controlling eutrophication. Science 323:1014-1015.

Delazari-Barroso, A., G. Fonseca-Barroso, V. L. De Moraes-Huszar and S. M. F. A. De Oliveira e Azevedo. 2009. Physical regimes and nutrient limitation affecting phytoplankton growth in a meso-eutrophic water supply reservoir in southeastern Brazil. Lakes Reserv Res Manage. 14:269-278.

DelSontro, T., D. F. McGinnis, S. Sobek, I. Ostrovsky and B. Wehrli. 2010. Extreme methane emissions from a Swiss hydropower reservoir: Contribution from bubbling sediments, Environ. Sci. Technol. 44:2419-2425.

Gerson, F. A., M. C. Costa-de Azevedo and M. N. Lima-Ferreira. 2011. Seasonal changes and spatial variation in the water quality of a eutrophic tropical reservoir determined by the inflowing river, Lake and Reservoir Management 27:343-354.

Harrison, J. A., R. J. Maranger, R. B. Alexander, A. E. Giblin, P. A. Jacinthe, E. Mayorga, S. P. Seitzinger, D. J. Sobota and W. M. Wollheim. 2009. The regional and global significance of nitrogen removal in lakes and reservoirs, Biogeochemistry 93:143-157.

Lesser, L. E, A. Mora, C. Moreau, J. Mahlknecht, A. Hernández-Antonio, A. I. Ramírez and H. Barrios-Piña. 2018. Survey of 218 organic contaminants in groundwater derived from the world´s largest untreated wastewater irrigation system: Mezquital Valley, Mexico. Chemosphere 198:510-521.

López-Hernández, M., M. G. Ramos-Espinosa, M. G. Figueroa-Torres y F. J. Carranza. 2007. Presa Zimapán: implicaciones ambientales, pesqueras y sociales. pp. 495-516. En: De la Lanza, E. G. (comp.). Las aguas intriores de México Conceptos y casos. México.

Matzinger, A., R. Pieters, K. I. Ashley, G. A. Lawrence and A. Wüest. 2007. Effects of impoundment on nutrient availability and productivity in lakes, Limnol. Oceanogr. 52:2629-2640.

Ramos-Espinosa, M. G., F. De León-González y M. López-Hernández. 2018. Aguas residuales provenientes de la zona metropolitana del Valle de México y sus efectos en el Valle del Mezquital. Sociedades Rurales, Producción y Medio Ambiente.

Rangel-Peraza, J. G., O. Obregón, J. Nelson, G. P. Williams, J. de Anda, F. González-Farías and J. Miller. 2012. Modelling approach for characterizing thermal stratification and assessing water quality for a large tropical reservoir. Lakes and Reservoirs: Research and Management 2012 17:119-129.

Rubio-Franchini, I., M. López-Hernández, M. G. Ramos-Espinosa and R. Rico-Martínez. 2016. Bioaccumulation of Metals Arsenic, Cadmium, and Lead in Zooplankton and Fishes from the Tula River Watershed, Mexico. Water Air Soil Pollut (2016) 227:1-12.

Siemens, J., G. Huschek, C. Siebe and M. Kaupenjohann. 2008. Concentrations and mobility of human pharmaceuticals in the world's largest wastewater irrigation system, Mexico City-Mezquital Valley. Water Research. 42:2124-2134.

Solís, C., K. Isaac-Olive, A. Mireles and M. Vidal-Hernández. 2009. Determination of trace metals in cow's milk from waste water irrigated areas in Central Mexico by chemical treatment coupled to PIXE: Microchemical Journal 91:9-12.

Tranvik, L. J., J. A. Downing, J. B. Cotner, S. A. Loiselle, R. G. Striegl, T. J. Ballatore, P. Dillon, K. Finlay, K. Fortino and L. B. Knoll. 2009. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate, Limnol. Oceanogr. 54:2298-2314.

# 2.4. Estimaciones del carbono celular de diatomeas y dinoflagelados en dos regiones del Golfo de México

Sánchez-Robles Citlalli[1]; **Linacre Lorena[1]**; Mirabal-Gómez Uriel[1]; Lara-Lara Rubén[1] y Bazán-Guzmán Carmen[1]

[1]Departamento de Oceanografía Biológica, División de Oceanología, CICESE. Carretera Tijuana-Ensenada No. 3918, Zona Playitas, CP 22860, Ensenada, Baja California, México.
Autor para correspondencia: llinacre@cicese.mx

## Resumen

El presente estudio fue realizado con muestras de fitoplancton colectadas en las regiones oceánicas de Perdido y Coatzacoalcos del Golfo de México (GoM), durante un crucero oceanográfico realizado en invierno-primavera del 2016. El propósito de este trabajo es determinar el contenido de carbono por célula de diversos géneros de dinoflagelados y diatomeas encontradas en el GoM. Los organismos provenientes de 8 profundidades de la zona eufótica de ambas regiones, fueron cuantificados e identificados y además, medidos en su tamaño celular para el cálculo de biovolumen que permitió la estimación de su contenido de carbono. La presencia de 36 y 28 géneros de dinoflagelados y diatomeas, respectivamente, permitieron mediciones de 5135 individuos. Los dinoflagelados del orden Gymnodiniales (14 géneros) y las diatomeas Pennales (12 géneros) fueron los más representados, con un contenido promedio de carbono celular ~180 pgC·cel$^{-1}$ y ~150 pgC·cel$^{-1}$, respectivamente. Géneros con menor presencia en ambas zonas tuvieron un mayor contenido de carbono, tales como los dinoflagelados *Tripos* (>150 000 pgC·cel$^{-1}$) y *Kofoidinium* (600 000 pgC·cel$^{-1}$), y también las diatomeas Centrales, *Rhizosolenia* (> 9000 pgC·cel$^{-1}$) y *Coscinodiscus* (>2000 pgC·cel$^{-1}$). En promedio, los dinoflagelados tuvieron un mayor contenido de carbono en Coatzacoalcos y las diatomeas en Perdido, aunque la tendencia por género fue similar en ambas zonas. Este esfuerzo de investigación, es el segundo en su tipo que indudablemente fortalecerán las futuras estimaciones de la biomasa fitoplanctónica que permitan evaluar la significancia de los diferentes grupos funcionales planctónicos del GoM en el ciclo global del carbono.

**Palabras clave:** *fitoplancton*; *biovolumen*; *Perdido*; *Coatzacoalcos.*

## Abstract

Phytoplankton samples were collected during an oceanographic cruise conducted during winter-spring 2016 at the regions of Perdido and Coatzacoalcos in the Gulf of Mexico (GoM). The purpose of this investigation is to assess the carbon content per cell of several genus of diatoms and dinoflagellates found in GoM waters. The individual cells from 8 depth-levels within the euphotic zone were counted and identified and also, measured for biovolume computations and cellular carbon content estimations. Cells measurements were done in 5135 individuals belonging to 36 and 28 genus of diatoms and dinoflagellates, respectively. The most representative for dinoflagellates were the order Gymnodiniales (14 genders) and for diatoms the order Pennales (12 genus), which had a carbon content mean about 180 pgC·cel$^{-1}$ y 150 pgC·cel$^{-1}$, respectively. Instead, cells with high cellular carbon content, such us the dinoflagellates *Tripos* (>150 000 pgC·cel$^{-1}$) and *Kofoidinium* (600 000 pgC·cel$^{-1}$), and also the central diatoms *Rhizosolenia* (> 9000 pgC·cel$^{-1}$) and *Coscinodiscus* (>2000 pgC·cel$^{-1}$), had a low presence in both regions. On average, large carbon content of dinoflagellates and diatoms cells were mostly found in Coatzacoalcos and Perdido, respectively; however, the trend per genus was similar in both zones. This study represents the second research effort done in this ecosystem, which will undoubtedly strengthen

the future biomass estimations for phytoplankton community, in order to evaluate the significance of the several functional planktonic groups of the GoM in the global carbon cycle.

**Key words:** *phytoplankton*; *biovolume*; *Perdido*; *Coatzacoalcos*

## Introducción

El carbono es el principal elemento estructural de todos los seres vivientes que fluye a través de las tramas tróficas de un ecosistema. Su cuantificación en los organismos, es el primer paso para la estimación de su biomasa relativa, y conocer así, el papel que ejercen los diferentes grupos funcionales dentro del ciclo global del carbono. Estudios sobre estimaciones del contenido celular en productores primarios marinos, tales como diatomeas y dinoflagelados, son escasamente encontrados en la literatura (Menden-Deuer y Lessard, 2000). Su complejidad radica en el método microscópico para la determinación del volumen celular, basado en la adecuada y precisa determinación de ciertas dimensiones características de los organismos autótrofos, cuyas formas geométricas son una gran diversidad (Hillebrand *et al.*, 1999; Olenina *et al.*, 2006). Particularmente, un primer esfuerzo en este tema fue realizado en la región profunda del Golfo de México (GoM), el cual se basó en mediciones de 900 individuos de órdenes de dinoflagelados y diatomeas (Linacre *et al.*, 2017). Sin embargo, para un ecosistema tan extenso y diverso, existe la necesidad de realizar un mayor número de mediciones en diferentes estratos de la columna de agua, regiones e incluso épocas del año, las cuales permitan estimar con una mayor certeza el contenido de carbono celular, como base para futuras estimaciones de la biomasa de carbono. Por lo anterior, el objetivo de este trabajo es determinar el contenido del carbono de los géneros de dinoflagelados y diatomeas cuantificados e identificados de muestras de agua de mar colectadas dentro de la zona eufótica (< 150 m profundidad) en una campaña oceanográfica realizada durante marzo del 2016 en las regiones de Perdido y Coatzacoalcos del Golfo de México. Esta investigación se suma al trabajo previo realizado en este ecosistema, con el propósito de entender la contribución de estos grupos dentro las tramas tróficas pelágicas y su papel en los ciclos biogeoquímicos del GoM.

## Materiales y Métodos

Del 03 al 25 de marzo del 2016, se realizó la campaña oceanográfica “Malla Fina 01” (MMF-01) en las regiones oceánicas de Perdido y Coatzacoalcos del GoM. En 17 estaciones, se colectaron muestras de agua de mar a 7 niveles ópticos (100%, 50%, 30%, 20%, 10%, 1% y 0.1% de luz superficial; %Eo) y en el nivel del máximo de fluorescencia (MF) para análisis taxonómicos de fitoplancton (Figura 1).

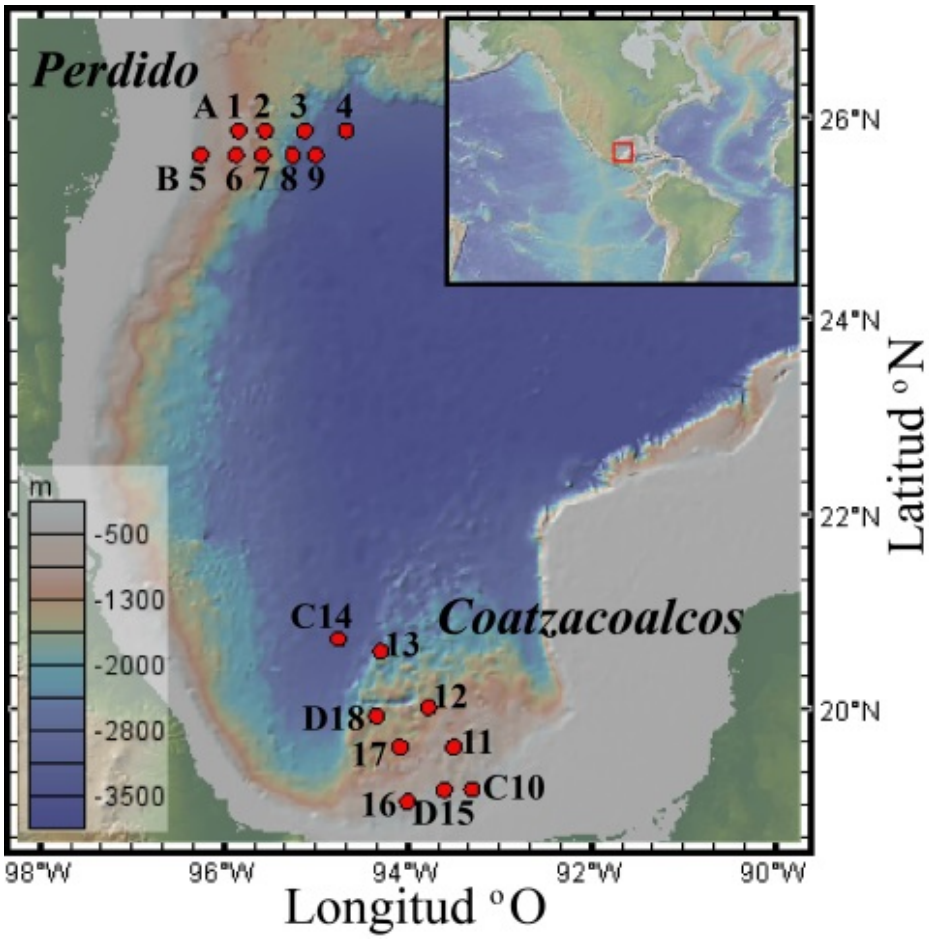



**Figura 1. Estaciones de muestreo de la campaña oceanográfica MMF-01 realizada del 03 al 25 de marzo del 2016 en las regiones de Perdido y Coatzacoalcos del Golfo de México.**

Cada muestra fue colectada en frascos ámbar de 1 L y preservada con 4 mL de Lugol-ácido, que equivale al 1% de concentración final en la muestra (Throndsen, 1978). En el laboratorio, las muestras fueron concentradas a la décima parte de su volumen original. De la muestra concentrada (100 mL), se tomó una alícuota de 20 a 50 mL y se dejó sedimentar en cámaras durante 24 horas siguiendo el método de Utermöhl (1958), para su posterior cuantificación, identificación y fotografía mediante un microscopio invertido (Nikon Eclipse Ti) equipado con cámara (DS-Di2) y software (NIS Elementary) para la captura y análisis de imágenes. La identificación de los principales géneros de diatomeas y dinoflagelados, se realizó utilizando las guías taxonómicas de Cupp (1938), Tomas (1997) y Licea *et al*. (1995, 2011 y 2017). Mediante el análisis de cada imagen fotográfica, se realizaron las mediciones del largo y ancho de cada individuo, con las cuales se determinó el biovolumen por célula (BV, $\mu m^3$), utilizando los diferentes cuerpos geométricos descritos para microalgas según Hillebrand *et al*. (1999), Olenina *et al*. (2006) y Vadrucci *et al*. (2007). Posteriormente, se calculó el contenido de carbono por célula, utilizando los factores de conversión BV ($\mu m^3$): Carbono ($pgC \cdot cel^{-1}$) reportados para dinoflagelados ($pgC \cdot cel^{-1} = 0.216 \times BV^{0.939}$) y para las diatomeas ($pgC \cdot cel^{-1} = 0.288 \times BV^{0.811}$) por Menden-Deuer y Lessard (2000).

## Resultados y Discusión

Del total de muestras analizadas, se midieron 4447 células de dinoflagelados y 692 células de diatomeas, correspondientes a 36 y 28 géneros, respectivamente, siendo las especies pertenecientes a los órdenes Gymnodiniales (GYM, 14 géneros) en dinoflagelados y Pennales (PEN, 12 géneros) en diatomeas, las que tuvieron mayor presencia en ambas regiones y en consecuencia, fueron las que más representaron al total de mediciones realizadas (>70%). Sin embargo, en términos del contenido de carbono por célula, los géneros de GYM y de PEN, tuvieron los valores más bajos de todos los individuos medidos, siendo hasta 2 órdenes de magnitud menor que los géneros de dinoflagelados Gonyaulacales (GON) en Perdido y Noctilucales (NOC) en Coatzacoalcos (Figura 2), y en promedio, un orden de magnitud menor que las diatomeas centrales (CEN; Figura 3). Pese a la baja presencia en ambas regiones, destacan por su alto contenido de carbono celular las especies del género *Tripos* (GON) en Perdido (Figura 2a) y del género *Kofoidinium* (NOC) en Coatzacoalcos (Figura 2b), dado que en promedio los órdenes GON en Perdido y NOC en Coatzacoalcos, aportaron un 79% y un 87% del total de carbono celular de dinoflagelados, respectivamente. El promedio del contenido de carbono por célula de todos dinoflagelados medidos fue el doble en Coatzacoalcos que lo estimado en Perdido, donde también se midieron un mayor número de géneros con alto carbono celular, como fue el caso del género *Kofoidinium* (665 556 $pgC \cdot cel^{-1}$).

En el caso del grupo de las diatomeas, el orden CEN que tuvo menor presencia de géneros en ambas zonas, fue el que más contribuyó al promedio del carbono por célula (Figura 3), destacándose el mayor aporte de carbono celular de especies del género *Astereolampra* (40%) y del género *Coscinodiscus* (21%) en la región de Perdido (Figura 3a), y los géneros *Rhizosolenia* (54%) y *Coscinodiscus* (11%) en las estaciones de Coatzacoalcos (Figura 3b). A diferencia de los dinoflagelados, el mayor promedio del contenido de carbono por célula fue mayor en la región de Perdido (Figura 3a). Sin embargo, en Coatzacoalcos se registraron un mayor número de géneros (Figura 3b).

En términos generales, tanto los dinoflagelados como las diatomeas mostraron cierta similitud en ambas regiones en cuanto al contenido de carbono por género, esto es, organismos que presentaron bajos/altos valores en Perdido también lo hicieron en Coatzacoalcos (Figuras 2 y 3). Esto implica que nuestras estimaciones pudieran ser válidas también para otras zonas oceánicas del GoM.

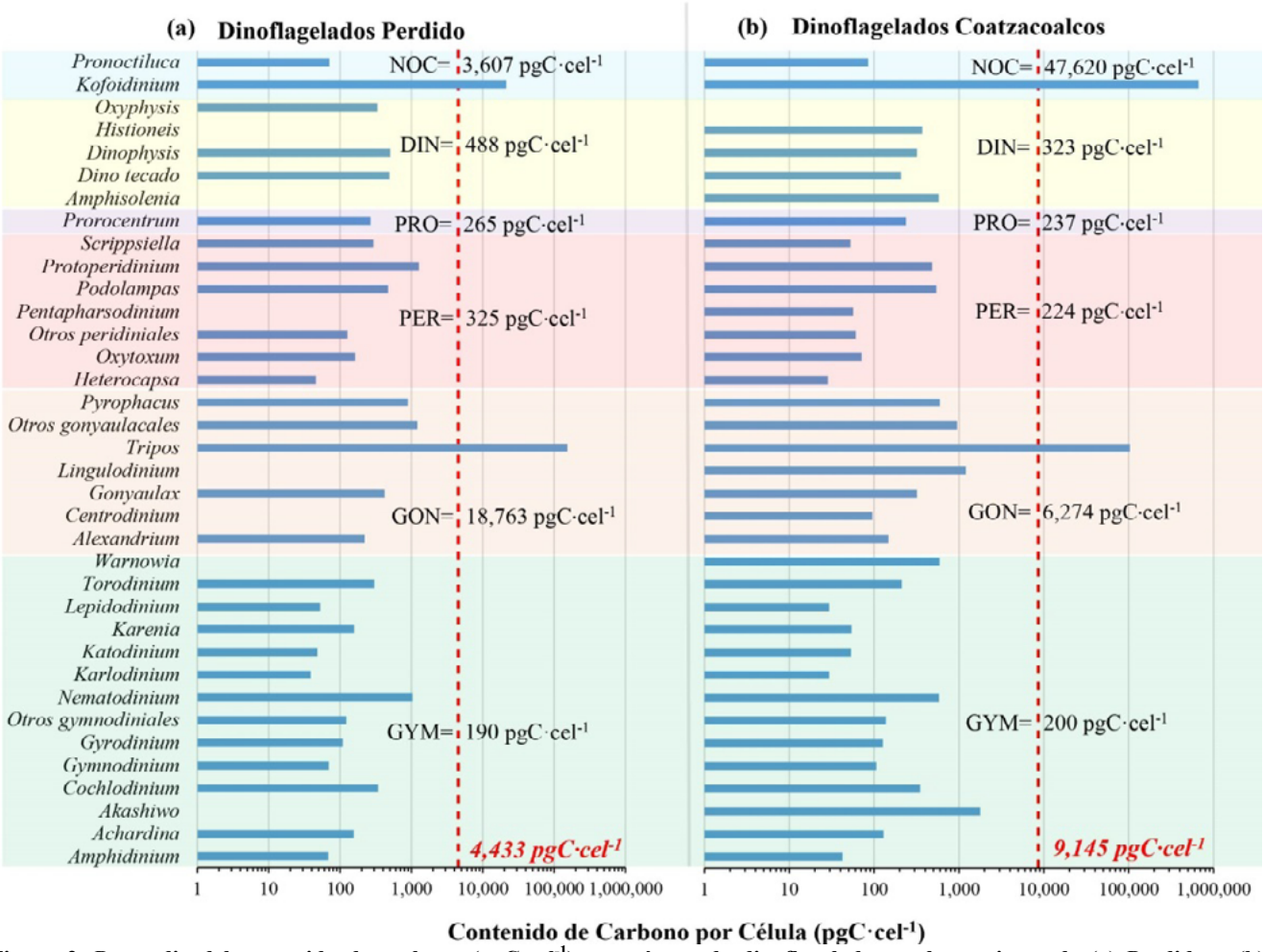



**Figura 2. Promedio del contenido de carbono (pgC·cel$^{-1}$) por género de dinoflagelados en las regiones de (a) Perdido y (b) Coatzacoalcos.**

Se separan en recuadros de colores los géneros correspondientes a los siguientes órdenes de dinoflagelados: NOC= Noctilucales, DIN=Dinophysiales, PRO= Prorocentrales, PER=Peridiniales, GON= Gonyaulacales y GYM= Gymnodiniales, indicando en cada caso el contenido de carbono promedio. La línea roja punteada y el valor en rojo señalan el promedio total de este grupo por región. Escala de datos logarítmica.

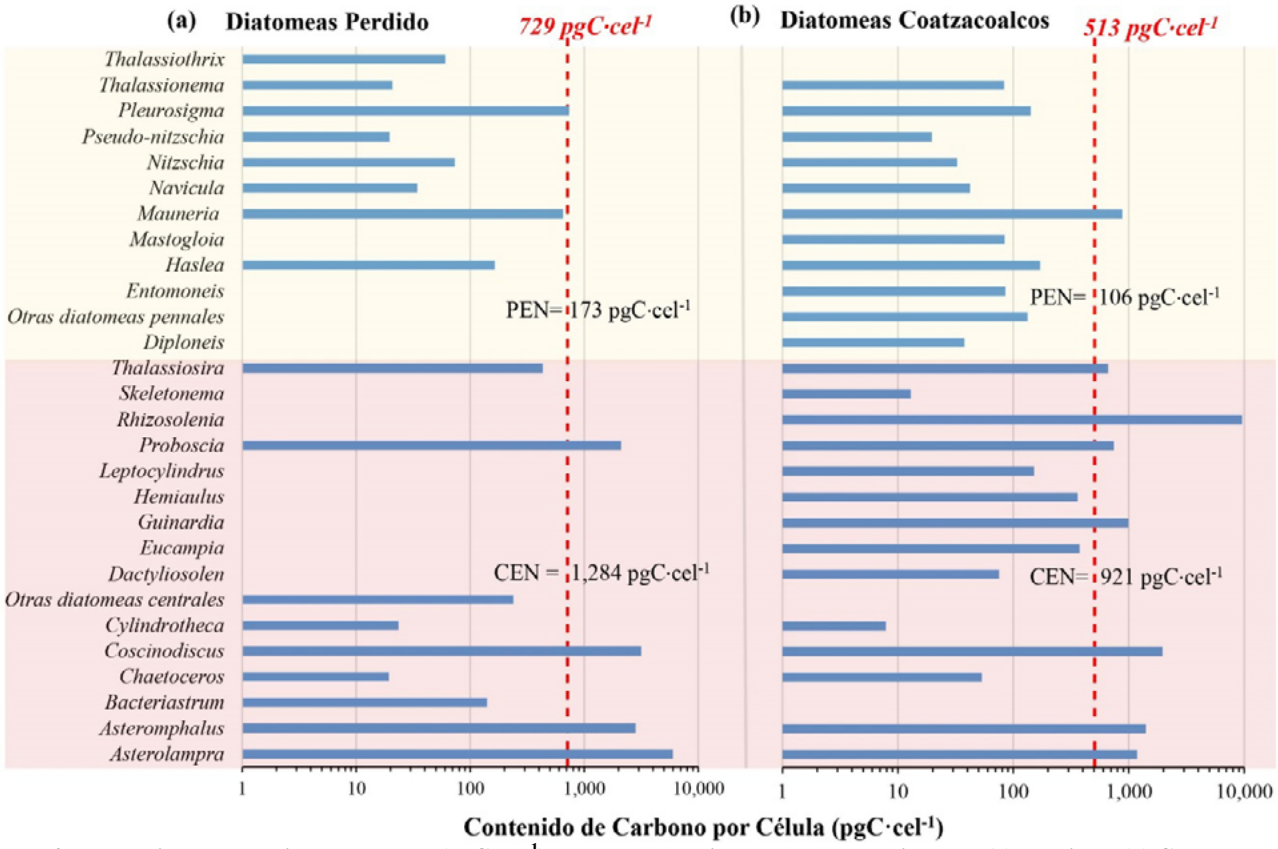



**Figura 3. Promedio del contenido de carbono (pgC·cel$^{-1}$) por género de diatomeas en las regiones de (a) Perdido y (b) Coatzacoalcos.** Se separan en recuadros de colores los géneros correspondientes a los siguientes órdenes de diatomeas: PEN= Pennales y CEN= Centrales, indicando en cada caso el contenido de carbono promedio. La línea roja punteada y el valor en rojo señalan el promedio total de este grupo por región. Escala de datos logarítmica.

Como se observa de la Figura 4, el contenido de carbono por célula fue verticalmente variable dentro de la zona eufótica, y el mayor aporte se debió a los dinoflagelados, los cuales alcanzaron valores de hasta 2 órdenes de magnitud más altos que las diatomeas. Llama la atención que los valores más altos no se encuentran en el nivel del MF, localizado en promedio ~ 3%luz en las dos regiones de estudio. Entre los dinoflagelados, GON fue el orden que tuvo mayor contenido de carbono en toda la zona eufótica de ambas regiones, especialmente en 100 y 50% luz, donde alcanzó valores ~100 000 pgC·cel$^{-1}$ (Figuras 4 a y b). Sin embargo, en la región de Coatzacoalcos, destaca el alto contenido de carbono de NOC en el 10% luz de hasta 3 órdenes de magnitud mayor que el resto de los dinoflagelados (Figura 4b). El mayor aporte de carbono está dado por las diatomeas centrales, y aunque su distribución dentro de la zona eufótica es más homogénea, destacan los valores máximos en el 1% luz (Figuras 4c y d).

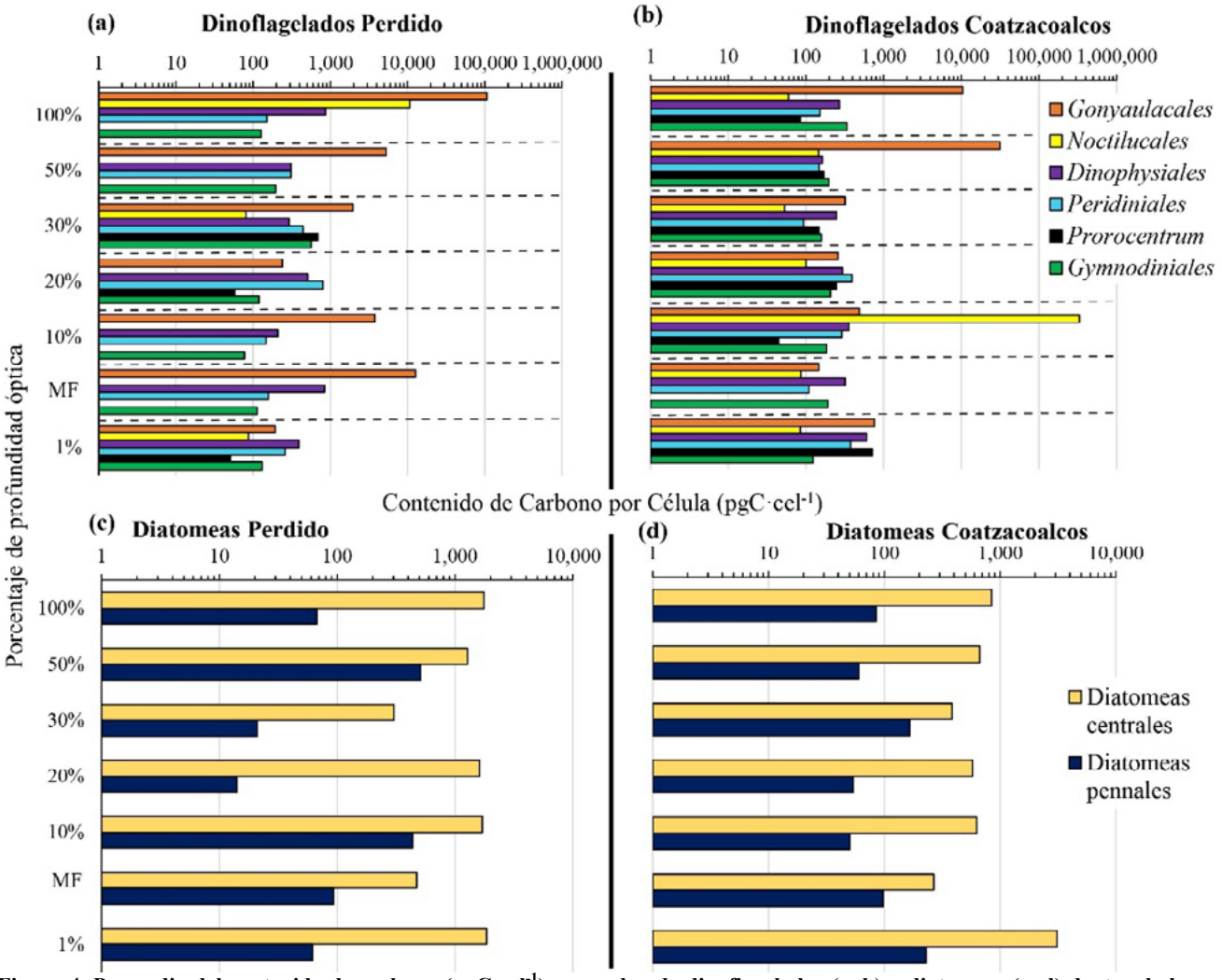



**Figura 4. Promedio del contenido de carbono (pgC·cel$^{-1}$) por orden de dinoflagelados (a, b) y diatomeas (c, d) dentro de la zona eufótica (hasta 1% luz superficial) en las regiones de Perdido y Coatzacoalcos.**
MF indica el nivel del máximo de fluorescencia. Escala de datos logarítmica.

Comparando los resultados obtenidos de este estudio con las primeras aproximaciones realizadas con mediciones de células de fitoplancton que fueron colectadas en la región profunda del GoM (Linacre *et al.*, 2017), se estimó que la mayoría de los dinoflagelados mostraron un contenido de carbono que estuvo dentro del rango de valores reportados previamente. Particularmente, los órdenes GYM, Dinophysiales (DIN), Peridiniales (PER) y Prorocentrales (PRO) alcanzaron en promedio, un contenido de carbono de 4 a 8 veces menor en este estudio, aunque dentro del rango mínimo de valores reportados por Linacre *et al.* (2017). Las mayores diferencias fueron registradas en los órdenes con menor cantidad de mediciones, como GON y NOC, cuyo contenido de carbono llegó a ser de 1-2 órdenes de magnitud mayor en este estudio, principalmente atribuido a los géneros *Tripos* (GON) y *Kofoidinium* (NOC). Aun así, comparando con un estudio realizado en aguas del Atlántico Norte, que reporta para *Tripos* (GON) un contenido promedio de carbono de 44 668 pgC·cel$^{-1}$ (Barton *et al.*, 2013), nuestro rango de valores incluye este promedio, debido principalmente a la mayor amplitud de tamaños (19-197 µm longitud) que mostró este género durante el presente estudio. Similarmente, Olenina *et al.* (2016) reporta para las aguas del Mar Báltico, longitudes mínima y máxima de 15 y 250 µm, respectivamente, confirmando la gran variabilidad en el carbono celular que tiene este género en diversos ecosistemas marinos. En el caso de las diatomeas CEN, se estimó un contenido de carbono promedio cercano al valor reportado por Linacre *et al.* (2017), mientras que en el caso de PEN, los valores fueron de 2 a 3 veces menor en el presente

estudio. Los géneros CEN con mayor contenido de carbono tales como *Rhizosolenia* y *Coscinodiscus*, mostraron tamaños cercanos a 200 µm y ~50-80 µm, respectivamente, los cuales son similares a los reportados previamente en las aguas profundas del GoM (Linacre *et al.*, 2017) y en otros ecosistemas oceánicos (Barton *et al.*, 2013, Olenina *et al.*, 2016).

## Conclusiones

De acuerdo a la composición y estructura de tamaños del fitoplancton encontrada en este estudio, ambas regiones presentaron principalmente características de aguas oceánicas tropicales, ya que la comunidad estuvo mayormente compuesta por células pequeñas, cuyo tamaño promedio fue menor a 30 µm de longitud, generando con esto una estimación baja de contenido de carbono celular en los principales grupos de diatomeas y dinoflagelados del GoM. Nuestros resultados vislumbran, además, la necesidad urgente de contar con un mayor número de mediciones en varias regiones del GoM, sobre todo de aquellos géneros que son de presencia esporádica, pero con un amplio rango de dimensiones celulares. Aun así, esfuerzos como los realizados en esta investigación, evidencian la gran importancia de utilizar equipos y técnicas adecuadas para cada ecosistema, para la obtención de mediciones más precisas del tamaño celular, y consecuentemente, factores de conversión BV: C más confiables. Asimismo, estos resultados son importantes para futuras estimaciones de la biomasa fitoplanctónica en términos de carbono, las cuales permiten estimar la contribución relativa de las distintas clases de tamaño, y evaluar la significancia de los diferentes grupos funcionales planctónicos en el ciclo global del carbono.

## Literatura citada


Barton, A., Z. Finkel, B. Ward, D. Johns and M. Follows. 2013. On the roles of cell size and trophic strategy in North Atlantic diatom and dinoflagellate communities. Limnology and Oceanography 58:254-266.

Cupp, E. and W. Allen. 1938. Plankton diatoms of the Gulf of California obtained by the G. Allan Hancock Pacific expedition of 1937. University of Southern California Publications 3:61-100.

Hillebrand, H., C. Durselen, D. Kirschtel, U. Pollingher and T. Zohary. 1999. Biovolume calculation for pelagic and benthic microalgae. Journal of Phycology 35:403-424.

Licea, S., J. L. Moreno, M. E. Meave y G. Montejano. 2017. Compendio de guías taxonómicas para la identificación de fitoplancton. Curso "Identificación taxonómica de fitoplancton del Golfo de México. Llevado a cabo del 16 al 24 de enero del 2017.

Licea, S., J. Moreno, H. Santoyo and G. Figueroa. 1995. Dinoflageladas del Golfo de California. Universidad Autónoma de Baja California Sur, SEP-FOMES, PROMARCO. México, 164 p.

Licea, S., M. Zamudio, J. Moreno-Ruiz and R. Luna. 2011. A suggested local regions in the Southern Gulf of Mexico using a diatom database (1979-2002) and oceanic hidrographic features. Journal of Environmental Biology 32:443-453.

Linacre, L., K. Sidón, C. Sánchez-Robles, R. Lara, y C. Bazán-Guzmán. 2017. Primeras estimaciones de la biomasa de carbono de diatomeas y dinoflagelados del Golfo de México. pp. 340-345. En: Paz, F. y R. Torres (eds). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2017.

Menden-Deuer, S. and E. Lessard. 2000. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton. Limnology and Oceanography 45:569-579.

Olenina, I., S. Hajdu, L. Edler, A. Andersson, N. Wasmund, S. Busch, J. Göbel, S. Gromisz, S. Huseby, M. Huttunen, A. Jaanus, P. Kokkonen, I. Ledaine and E. Niemkiewicz. 2006. Biovolumes and size-classes of phytoplankton in the Baltic Sea. HELCOM Baltic Sea Environment Proceedings No.106. 144p.

Throndsen, J. 1978. Preservation and storage. pp. 69-74. *In*: Sournia, A. (ed.). Phytoplankton Manual. Monographs on Oceanographic Methodology, UNESCO. Paris.

Tomas, C. 1997. Identifying Marine Phytoplankton. Florida Departament of Enviromental Protection Florida Marine Research Institute. 857 p.

Utermöhl, H. 1958. Zur Vervollkomnung der quantitativen Phytoplankton-Methodik. Mitteilungen der internationale Vereinigung fu¨r theoretische und angewandte Limnologie 9:1–38

Vadrucci, M. R, M. Cabrini and A. Basset. 2007. Biovolume determination of phytoplankton guilds in transitional water ecosystems of Mediterranean Ecoregion. TWB, Transit. Waters Bull. 2:83-102.

# 2.5. Distribución espacial de carbono orgánico total y ópalo biogénico en la zona transicional del Pacífico mexicano

**Sánchez Alberto**[1]; Ortiz-Hernández Ma. Concepción[2] y Balart Eduardo[3]

[1]Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, Instituto Politécnico Nacional. Av. IPN SN, CP 23096, La Paz, Baja California Sur.
[2]Colegio de la Frontera Sur, Unidad Chetumal, Chetumal, Quintana Roo.
[3]Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste. 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, *i.e*. carbono orgánico y ópalo biogénico. La contribución del presente trabajo es determinar la distribución espacial de los contenidos de carbono orgánico y ópalo biogénico en la zona transicional del Pacifico mexicano. Para ello se colectó una red espacial de 37 estaciones en el intervalo de 70 a 500 m de profundidad en el margen suroccidental de la Península de Baja California. Los análisis de carbono orgánico fueron realizados en el Laboratorio de Espectrometría de Masas y de ópalo biogénico en el Laboratorio de Química. La distribución espacial de ambos trazadores biogeoquímicos con incremento hacia fuera de la costa es generada por la alta productividad marina y la amplia zona de mínimo de oxigeno que caracteriza la zona transicional del Pacifico mexicano. La acumulación de carbono orgánico sugiere que esta zona del Océano Pacífico es sumidero neto de $CO_2$ y posiblemente una región clave del océano en regular los cambios climáticos del pasado.

**Palabras clave:** *bomba biológica*; *carbono orgánico*; *ópalo biogénico*; *zona transicional del Pacifico mexicano.*

## Abstract

The biological carbon pump is essential to understand the carbon cycle. Global numerical models underestimate or overestimate the flow 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 marine productivity, i.e. organic carbon, and biogenic opal. The contribution of this work is to determine the spatial distribution of the contents of organic carbon, and biogenic opal in the transition zone of the Mexican Pacific. To this end, a spatial network of 37 stations was collected in the range of 70 to 500 m depth on the southwest margin of the Baja California peninsula. The organic carbon analysis was performed in the Mass Spectrometry Laboratory and the biogenic opal in the Chemistry Laboratory. The spatial distribution of both biogeochemical markers with an advance towards the exterior of the coast, is generated by the high marine productivity and the wide zone of minimum oxygen, which is characteristic of the transition zone of the Mexican Pacific. The accumulation of organic carbon and biogenic opal suggests that this area of the Pacific Ocean is a net sink of $CO_2$ and possibly a key region of the ocean to regulate climate changes of the past.

**Key words:** *biological pump*; *organic carbon*; *biogenic opal*; *transitional zone of the Mexican Pacific.*

## Introducción

El carbono es uno de los elementos principales que han sido ampliamente utilizados para entender la variabilidad climática global en diferentes escalas de tiempo. De hecho, la actualidad del tema es abordada ampliamente por el Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático.

El carbono en el océano está presente en forma inorgánica, principalmente como carbonato de calcio, y en forma orgánica, como materia orgánica, i.e. carbono orgánico, ambas formas relacionadas con la bomba biológica del carbono (Fennel *et al*., 2019). Las márgenes continentales contribuyen con ~80% del enterramiento de carbono orgánico (Dunne *et al*., 2007). En el margen continental del Pacífico nororiental, la tasa de enterramiento de carbono orgánico es controlada por la alta productividad primaria que ocurre a lo largo del sistema de surgencia de la corriente de California y la zona de mínimo de oxígeno subyacente a la masa de agua subsuperficial tropical e intermedia del Pacifico norte (Ortiz *et al*., 2004; Sánchez y Carriquiry, 2007; Carriquiry y Sánchez, 2010; Sánchez *et al*., 2010, 2013; Juárez *et al*., 2014; Carriquiry y Sánchez, 2014; Juárez *et al*., 2015). Recientemente, las estimaciones de los flujos de $CO_2$ entre la atmósfera y el océano han mostrado que el sector sur del sistema de la corriente de California actúa como fuente de $CO_2$ a la atmósfera; sin embargo, la tasa de enterramiento de carbono orgánico ha sido calculada en 2.7 x $10^{-4}$ mg C $m^{-2}$ $d^{-1}$, a partir de la integración de la productividad primaria neta de imágenes de satélite de 1993 a 2012 (Fennel *et al*., 2019). Esto contrasta con las estimaciones de 3 a 31 mg C $m^{-2}$ $d^{-1}$ para sedimentos superficiales en el margen suroccidental de Baja California Sur, en el intervalo de 70 a 700 m de profundidad (Dean *et al*., 2006; Sánchez y Carriquiry, 2007; Sánchez *et al*., 2013). Esto valores de carbono orgánico de sedimentos superficiales son muy similares a lo reportado para material en hundimiento de 9 a 40 mg C $m^{-2}$ $d^{-1}$, colectado a 330 m de profundidad en la Cuenca Soledad, aunque este valor decreció a < 1 mg C $m^{-2}$ $d^{-1}$ durante El Niño 1997/1998 (Silververg *et al*., 2004).

Los márgenes continentales desempeñan un papel fundamental en el ciclo global del carbono y han sido considerados un sumidero de carbono orgánico debido a la alta productividad primaria y eficiencia de preservación en regiones donde están presentes las zonas de mínimo de oxigeno (Ortiz *et al*., 2004; Dean *et al*., 2006; Sánchez y Carriquiry, 2007; Carriquiry y Sánchez, 2010; Sánchez *et al*., 2010, 2013; Juárez *et al*., 2014; Sánchez y Carriquiry, 2014; Juárez *et al*., 2015). Sin embargo, la funcionalidad del carbono orgánico como trazador de la productividad primaria marina ha sido cuestionada por los procesos de diagénesis temprana (*e.g*., Hartnnet *et al*., 1998), por lo que es necesario conjuntar el uso de trazadores independientes de la productividad primaria, como el ópalo biogénico (*e.g*., Pichevin *et al*., 2014) para tener una mejor aproximación de la variabilidad de la productividad primaria y exportada de origen marino (Juárez *et al*., 2014, 2015).

El objetivo del presente estudio es inferir el cambio en la productividad primaria marina a partir de la distribución espacial de los contenidos de carbono orgánico y ópalo biogénico (trazadores de la productividad primaria marina) en la zona transicional del Pacífico mexicano.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El sitio de muestreo está localizado en el margen suroccidental de Baja California Sur (Figura 1) caracterizado por condiciones oceanográficas transicionales debido al cambio estacional de las masas de agua de origen tropical y subártica, que son moduladas interanualmente por eventos tropicales o extratropicales (Durazo, 2009). Las masas de agua subyacentes corresponden al agua subsuperficial tropical e intermedia del Pacífico norte donde se encuentra localizada la zona de mínimo de oxígeno. La productividad primaria es dependiente de la intensidad de los vientos que soplan hacia la región

ecuatorial y generan el surgimiento de agua subsuperficial rica en nutrientes, durante los meses de primavera y verano, estos vientos se debilitan durante otoño e invierno ocasionando baja disponibilidad de nutrientes y consecuentemente un decremento en la productividad primaria (Gaxiola-Castro *et al*., 2010).

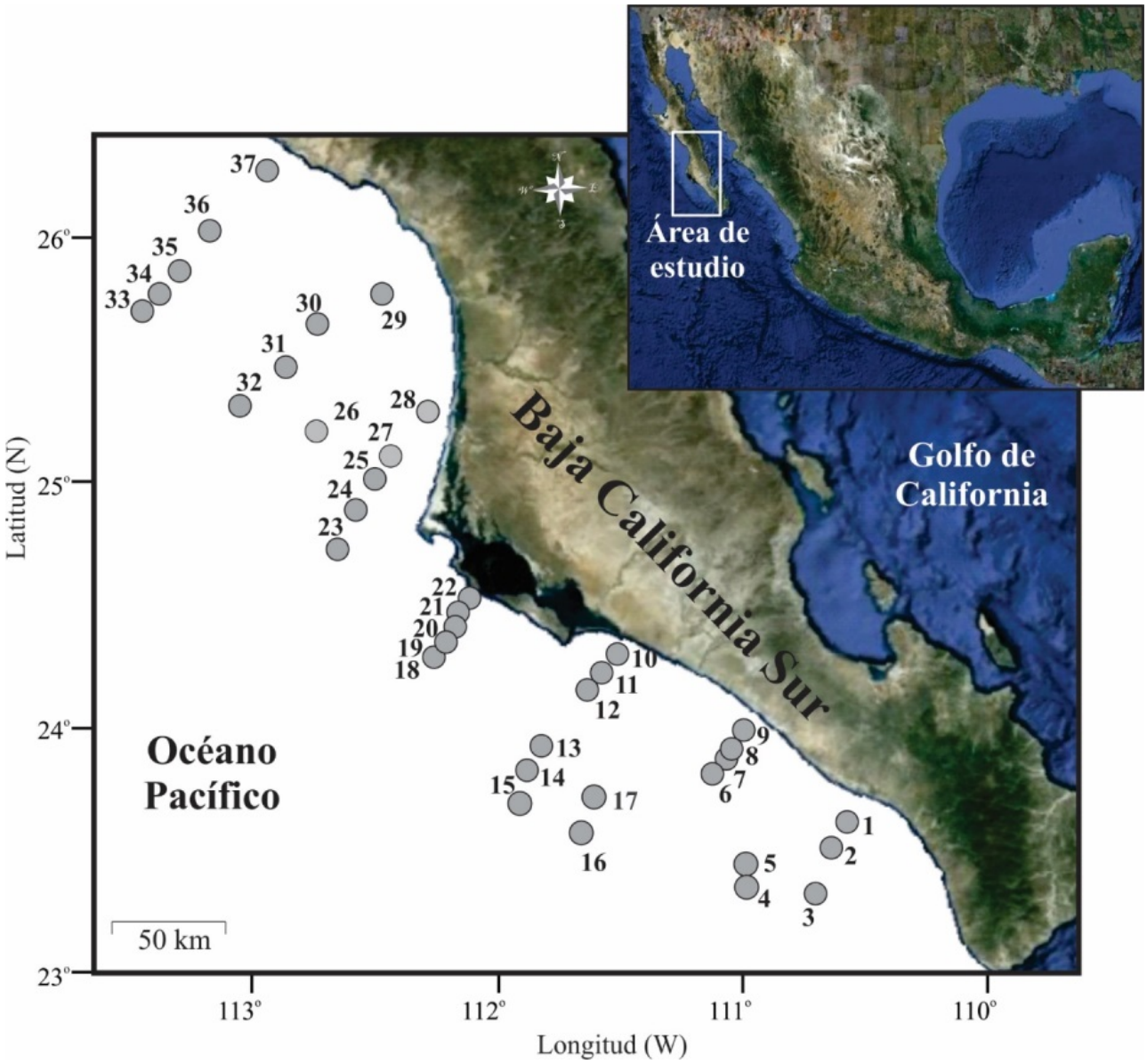



**Figura 1. Localización del área de estudio y recolecta de sedimentos superficiales en el margen suroccidental de la península de Baja California.**

*Metodología*

Las muestras de sedimento fueron recolectadas mediante una draga Smith-McIntyre durante 2006, conformando una red espacial de 37 estaciones en el intervalo de 70 a 500 m de profundidad (Figura 1). Las muestras fueron preservadas por congelación después de recolectar solo los 2 cm superiores y posteriormente, en el laboratorio, fueron pre-tratadas con ácido clorhídrico para remover el carbono inorgánico, secadas en un horno a 50 °C y encapsuladas para el análisis elemental de carbono orgánico en el Laboratorio de Espectrometría de Masas (LEsMa) del CICIMAR-IPN. El contenido de ópalo biogénico en el sedimento se analizó por el método de extracción alcalina (Mortlock y Froelich, 1989).

El sílice disuelto se midió por el método espectrofotométrico de azul de molibdato. La concentración de sílice disuelto se convierte a ópalo biogénico y se expresa en porcentaje en peso.

## Resultados y Discusión

### *Distribución espacial de carbono orgánico y ópalo biogénico*

Los valores promedio y desviación estándar del carbono orgánico fueron 4.6 ± 4.4% en peso seco con mínimo de 0.2% y máximo de 14.5%. Los valores carbono orgánico son muy similares a los reportados para sedimentos superficiales de núcleos de sedimento de 14% (Ortiz *et al*., 2004), de 10 a 14% (Dean *et al*., 2006), de 11% (Sánchez y Carriquiry, 2007), de 12% (Juárez *et al*., 2014) y de 10% (Abella-Rodríguez y Herguera, 2016) en el margen suroccidental de Baja California Sur y de 4% para cuenca Alfonso en Bahía de La Paz (Ricaurte-Villota *et al*., 2013) y de 2 al 9% para el margen de Mazatlán (Ganeshram y Pedersern, 1998).

La distribución espacial del contenido de carbono orgánico en sedimentos superficiales es mostrada en la Figura 2. El carbono orgánico denota una gradiente que incrementa hacia fuera de la costa con una relativa homogeneidad de valores de carbono orgánico que oscilan entre 4 y 8% entre la latitud de 25° N a 26.5° N (Figura 2). El mayor contenido de carbono orgánico hacia fuera de la costa está asociado con el decremento en la concentración de oxígeno disuelto de la columna, debido a la alta demanda de oxígeno por remineralización de la materia orgánica en hundimiento (Hartnnet *et al*., 1998).

La frontera superior de la zona de mínimo de oxígeno está caracterizada por una concentración de oxígeno disuelto < 20 µmol $kg^{-1}$ (Stramma *et al*., 2008, línea segmentada en la Figura 2), la cual constriñe valores de carbono orgánico > 8%. De hecho, la distribución espacial del carbono orgánico denota una "cuña" con el cambio de la latitud (hacia los polos), que es coincidente con el cambio en la frontera superior de la zona de mínimo de oxigeno que se profundiza y disminuye en intensidad hacia los polos (van Geen *et al*., 2003). Esto confirma el control de la concentración de oxígeno disuelto sobre la preservación de la materia orgánica en hundimiento y su acumulación en el sedimento (Hartnnet *et al*., 1998). Por lo que se considera que la plataforma y pendiente continental es un sitio importante de secuestro de $CO_2$ que es acumulado en forma de carbono orgánico exportado (Dunne *et al*., 2007) por productores primarios y puede ser inferido al analizar el ópalo biogénico en las mismas muestras.

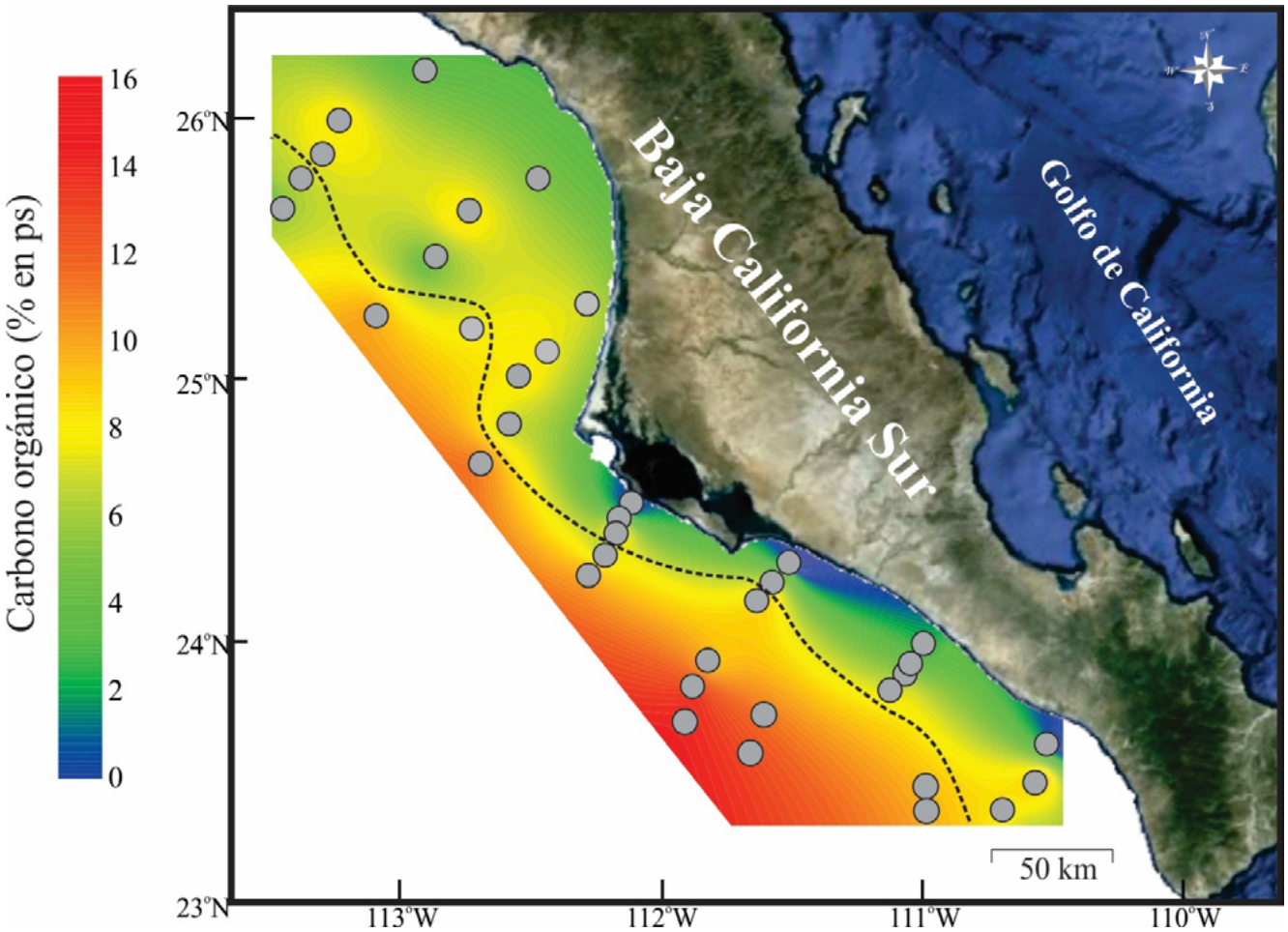



**Figura 2. Distribución espacial del carbono orgánico en los sedimentos superficiales en el margen suroccidental de la península de Baja California.**
La línea segmentada representa la frontera de la zona de mínimo de oxígeno considerando una concentración de oxígeno disuelto de 20 µmol $kg^{-1}$ (Stramma *et al*., 2008).

Los valores promedio y desviación estándar del ópalo biogénico son 7.1 ± 1.7% en peso seco con mínimo de 3.1% y máximo de 10.4%. Para el ópalo biogénico, la disponibilidad de información es escasa, solo se tiene reporte de valores muy puntuales de 5 a 8% para el margen suroccidental de Baja California Sur (Sánchez y Carriquiry, 2007; Barron *et al*., 2012) y de 4 a 10% para el margen de Mazatlán (Ganeshram y Pedersern, 1998), que son muy similares al intervalo de valores reportados en el presente estudio. En la Figura 3 se muestra la distribución espacial del ópalo biogénico con una tendencia a incrementar hacia fuera de la costa, siendo más evidente esta tendencia en el sector sur del área de estudio

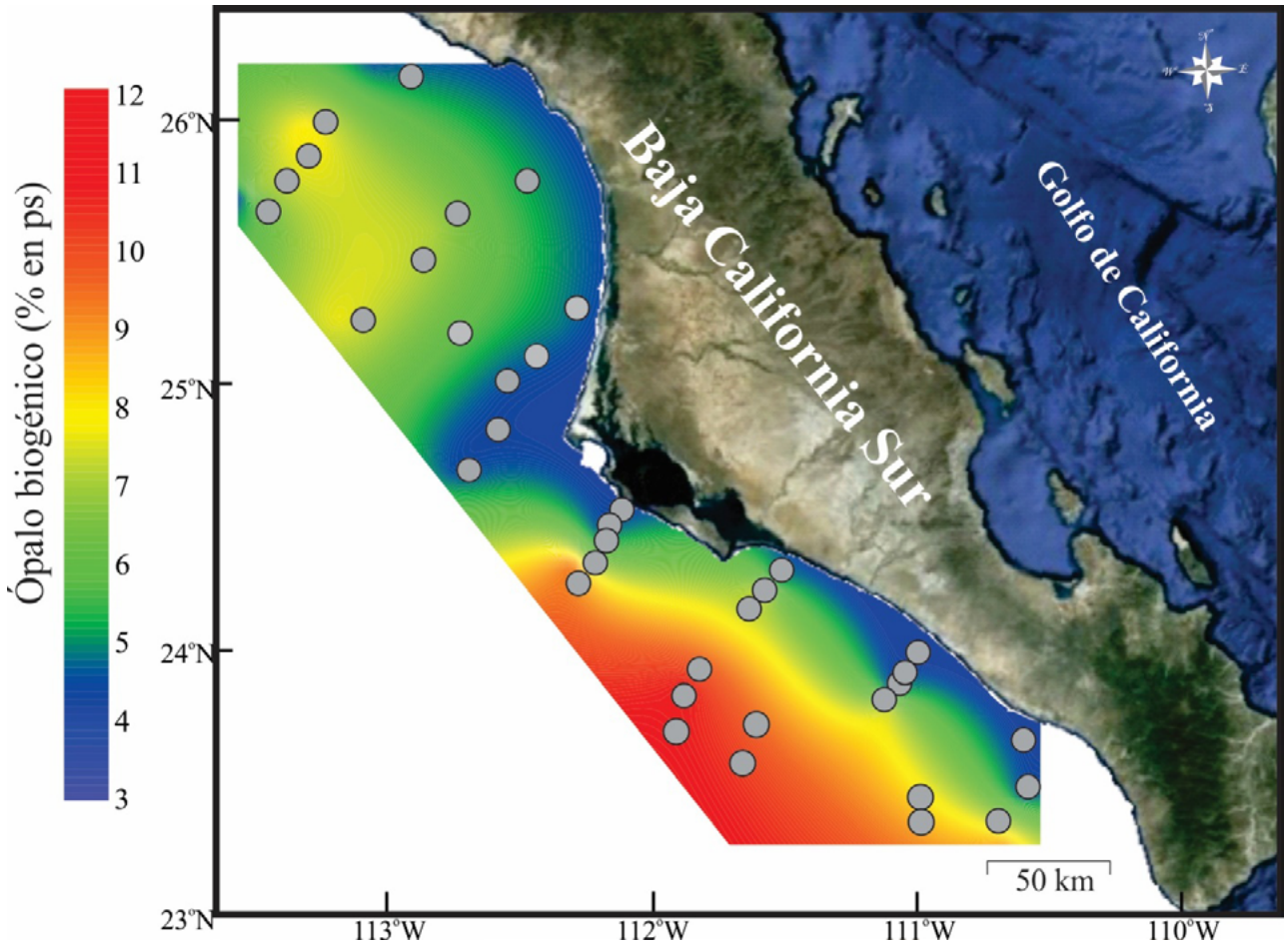



**Figura 3. Distribución espacial del ópalo biogénico en los sedimentos superficiales en el margen suroccidental de la península de Baja California.**

El carbono orgánico y el ópalo biogénico denotan la misma tendencia a incrementar hacia fuera de la costa, siendo más evidente esta tendencia en el sector sur de la zona de estudio (Figuras 2 y 3). El extremo sur de la corriente de California ha sido considerado un ambiente marino altamente productivo, de acuerdo, a los registros obtenidos *in situ*, así como por imágenes de satélite de la productividad primaria a lo largo de varias décadas (*e.g.*, Gaxiola-Castro *et al*., 2010; Ortiz-Ahumada *et al*., 2018). Aunque los trazadores de la productividad primaria marina, como el carbono orgánico y ópalo biogénico, tienen sus limitaciones asociadas a diversos factores fisicoquímicos de la columna de agua y en el sedimento, la buena correlación y significativa ($r = 0.75$, $P = 0.00003$) de ambos trazadores sugiere que están reflejando las condiciones de la alta productividad primaria de la columna de agua. Adicionalmente, la baja concentración de oxígeno disuelto en la columna de agua es un componente importante de la acumulación de carbono orgánico en márgenes continentales, convirtiendo estas regiones en importantes sumideros de $CO_2$.

## Conclusiones

El contenido de carbono orgánico y ópalo biogénico sugieren una alta productividad primaria especialmente en el sector sur del área de estudio. La frontera superior de la zona de mínimo de oxigeno (oxígeno disuelto < 20 µmol $kg^{-1}$) exacerba la preservación y acumulación carbono orgánico, i.e. secuestro de $CO_2$ por productores primarios. Por lo que estas regiones de margen continental son imprescindibles en el rol de regular los cambios climáticos del pasado.

## Agradecimientos

Al Instituto Politécnico Nacional por el apoyo económico otorgado a AS, a través del proyecto de investigación SIP-20180664.

## Literatura citada

Abella-Gutiérrez, J. and J. C. Herguera. 2016. Sensitivity of carbon paleoproductivity in the Southern California Current System on different time scales for the last 2 ka. Paleoceanography 31:953-970.

Barron, J. A., S. E. Metcalfe and J. A. Addison. 2012. Response of the North American monsoon to regional changes in ocean surface temperature. Paleoceanography 27:1-17.

Carriquiry, J. D., and A. Sánchez. 2014. Productivity Changes at the Magdalena Margin, SW Baja California peninsula, during the last 50,000 years. pp. 81-97. *In*: Ezcurra, E., S. Alvarez-Borrego, R. Lara and E. Wehncke (eds). Synthesis series environmental status of the ecosystems of northwestern Mexico.

Carriquiry, J.D. y A. Sánchez. 2010. Ópalo biogénico sedimentario en el en el extremo Sur del sistema de surgencias de la Corriente de California: etapas isotópicas marinas 1-5. pp. 227-238. En: Gaxiola-Castro, G. y R. Durazo (ed.). Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1977–2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California.

Dean, W. E., Y. Zheng, J. D. Ortiz and A. van Geen. 2006. Sediment Cd and Mo accumulation in the oxygen-minimum zone off western Baja California linked to global climate over the past 52 kyr. Paleoceanography 21:1-13.

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.

Durazo, R. 2009. Climate and upper ocean variability off Baja California, Mexico: 1997-2008. Progress in Oceanography 83:361-368.

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.

Ganeshram, R. S. and T. F. Pedersen. 1998. Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for quaternary paleoclimate. Paleoceanography 13:634-645.

Gaxiola-Castro, G., J. Cepeda-Morales, S. Nájera-Martínez, T. L. Espinosa-Carreón, M. E. De la Cruz-Orozco, R. Sosa-Avalos, E. Aguirre-Hernández y J. Cantú-Ontiveros. 2010. Biomasa y producción del fitoplancton. pp. 59-85. En: Gaxiola-Castro, G. y R. Durazo (ed.). Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1977–2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California.

Hartnett, H. E., R. G. Keil, J. I. Hedges and A. H. Devol. 1998. Influence of oxygen exposure time on organic carbon preservation in continental margin sediments. Nature 391:572-574.

Juárez, M., A. Sánchez and O. González-Yajimovich. 2014. Variability of marine biological productivity in the northeastern Pacific over the past millennium. Ciencias Marinas 40:211-220.

Juárez, M., A. Sánchez, O. González-Yajimovich, S. Cota-Meza y C. Ricaurte-Villota. 2015. Productividad primaria marina dominada por diatomeas en el Pacífico nororiental mexicano durante el último milenio. Hidrobiológica 25:375-381.

Mortlock, R. A. and P. N. Froelich. 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. Deep-Sea Research (A) 36:1415-1426.

Ortiz, J. D., S. B. O'Connell, J. DelViscio, W. Dean, J. D. Carriquiry, T. Marchitto, Y. Zheng and A. van Geen. 2004. Enhanced marine productivity off western North America during warm climate intervals of the past 52 k.y. Geology 32:521-524.

Ortiz-Ahumada, J. C., S. Álvarez-Borrego and J. Gómez-Valdés. 2018. Effects of seasonal and interannual events on satellite-derived phytoplankton biomass and production in the southernmost part of the California Current System during 2003-2016. Ciencias Marinas 44:1-20.

Pichevin, L. E., R. S. Ganeshram, W. Geibert, R. Thunell and R. Hinton. 2014. Silica burial enhanced by iron limitation in oceanic upwelling margins. Nature Geoscience 7:541-546.

Ricaurte-Villota C., O. González-Yajimovich and A. Sánchez. 2013. Coupled Response of Rainfall and Denitrification to Solar Forcing during the Holocene in Alfonso Basin. Ciencias Marinas 39:151-164.

Sánchez, A, B. E. López-Ortiz, S. Aguíñiga-Garcia and E. Balart. 2013. Distribution and composition of organic matter in sediments of the oxygen minimum zone of the Northeastern Mexican Pacific. Journal Iberian Geology 39:111-120.

Sánchez, A. and J. Carriquiry. 2007. Accumulation of Corg, Norg, Porg and BSi off the Magdalena margin, BCS (Mexico), during the past 26 kyr. Ciencias Marinas 33:23-35.

Sánchez, A., J. D. Carriquiry y B.E. López-Ortiz. 2010. Variabilidad climática y la acumulación de carbono orgánico en el sector sur de la Corriente de California durante las etapas isotópicas marinas 1, 2 y 3. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 62:391-398.

Silverberg, N., A. Martínez, S. Aguíñiga, J. D. Carriquiry, N. Romero, E. Shumilin and S. Cota. 2004. Contrasts in sedimentation flux below the southern California Current in late 1996 and during the El Niño event of 1997-1998. Estuarine Coastal and Shelf Science 59:575-587.

Stramma, L., G. C. Johnson, J. Sprintall and V. Mohrholz. 2008. Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans. Science 320:655-658.

van Geen, A., Y. Zheng, J. M. Bernhard, K. G. Cannariato, J. Carriquiry, W. 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.

# 2.6. Cambio Climático Global-Calidad Ambiental-Biomasa Pesquera: Playa Colorada-Santa María-La Reforma, Sinaloa, México

**Ortiz-Gallarza Silvia Margarita**[1]; Romero-Beltrán Emilio[1]; Cruz-Borrego Elizabeth[1]; Romero-Correa Ahtziri[1] y Osuna-Bernal Diego Armando[1]

[1]Instituto Nacional de Pesca y Acuacultura, Centro Regional de Investigación Acuícola y Pesquera, Mazatlán. Calzada Sábalo-Cerritos S/N contiguo a Estero El Yugo, Mazatlán, Sinaloa. C. P. 82112. Tel. +52 (669) 9881255 y 9881256 Ext. 55518.
Autor para correspondencia: ortizsilvi@gmail.com

## Resumen

La vulnerabilidad de ecosistemas costeros respecto a repercusiones derivadas del cambio climático global sobre actividades primarias como pesca y acuicultura requiere atención y acción inmediata. Aunque las consecuencias para estos sectores y sus comunidades costeras ribereñas, se han subvaluado, son de consideración. Sinaloa y Sonora destacan en el litoral Pacífico mexicano por ser de primordial importancia en cuanto a volumen y valor de la producción, donde sobresale la pesquería de camarón, dados su alto valor y creciente demanda. El ecosistema estuarino lagunar Playa Colorada-Santa María-La Reforma, ha sido relevante en la producción de la costa centro-norte sinaloense. Se analizó su producción pesquera durante 2018 y se encontró que fue aceptable y no reflejó afectaciones por eventos climáticos locales ni globales. Sin embargo, se enfatizó la necesidad de incidir en la investigación para la aplicación de medidas de mitigación y de reducción de los efectos del cambio climático. Las medidas de mitigación en áreas vulnerables incluyen manejo comunitario/comanejo de recursos pesqueros bajo enfoque ecosistémico, con la participación de usuarios en tareas sustantivas que coadyuven a reducir los efectos climáticos sobre las poblaciones sujetas al aprovechamiento de las pesquerías ribereñas, inspección y vigilancia efectivas, sistemas de captación de información pesquera eficientes y conservación de la salud ambiental.

**Palabras clave:** *ecosistemas estuarino lagunares*; *producción 2018.*

## Abstract

The vulnerability of coastal ecosystems to the repercussions of global climate change on primary activities such as fishing and aquaculture requires immediate attention and action. Although the consequences for these sectors and their artisanal coastal communities have been undervalued, they are important. Sinaloa and Sonora stand out in the Mexican Pacific coast as being of paramount importance in terms of volume and value of production, where the shrimp fishery stands out, given its high value and growing demand. The lagoon estuarine ecosystem Playa Colorada-Santa María-La Reforma has been relevant in the production of the north-central coast of Sinaloa. Their fishing production was analyzed during 2018 and it was found to be acceptable and did not reflect impacts by local or global climatic events. However, the need to research for the application of mitigation and reduction measures of the effects of climate change was emphasized. Mitigation measures in vulnerable areas include community management/comanagement of fisheries resources under ecosystem approach, with the participation of users in substantive tasks that will contribute to reduce climatic effects on populations subject to the exploitation of artisanal, effective inspection and surveillance, efficient fishing information capture systems and conservation of environmental health.

**Key words:** *estuarine lagoon ecosystems*; *production 2018.*

## Introducción

El cambio climático global derivado del incremento de la producción de gases de efecto invernadero, afecta principalmente, los recursos naturales, el uso de la energía, los ecosistemas, la actividad económica, y potencialmente, la calidad de vida de las personas. Aun cuando se redujeran todas las emisiones de gases, sus efectos incidirían en el incremento de la temperatura de la atmósfera y del agua, en la elevación de los niveles del mar, en la modificación del pH, de la diversidad y de la distribución de la flora y la fauna marina. Las repercusiones del cambio climático global incluyen: el incremento de días muy cálidos y de mayores periodos de "olas" de calor, la elevación de las temperaturas en el Ártico, el aumento de los niveles del mar, la generación de más eventos de precipitación pluvial intensa y la producción de más huracanes de mayor intensidad. Éstas aunadas a numerosos eventos de tormentas, hundimientos de tierra y sequías (National Research Council, 2008).

Las costas del Golfo de México y del Océano Atlántico son particularmente vulnerables, debido a que han estado sujetas a niveles de erosión altos, hundimientos de tierra y pérdida de humedales. El aumento del nivel del mar y las inundaciones costeras, también representan un riesgo para las costas Este y Noroeste del Pacífico y localmente, en algunas partes de la costa de California. Una de las principales tareas actuales de los científicos es incidir en la reducción de la vulnerabilidad de aquellos sitios más susceptibles de ser afectados por el cambio climático global. Es necesario planear y ejecutar a la brevedad, obras que tengan en cuenta estas variaciones que se prevé que sufrirá físicamente el planeta (National Research Council, 2008). El panel científico de adaptación a los impactos del cambio climático de Norteamérica, trabaja para aportar la descripción, el análisis, el seguimiento de acciones y de estrategias para reducir la vulnerabilidad, incrementar la capacidad adaptativa, mejorar la resiliencia y promover la adaptación exitosa al cambio climático en diferentes regiones, sectores, sistemas y poblaciones. El primer aspecto es limitar las emisiones de gases de efecto invernadero. La adaptación a los cambios derivados del clima no se puede generalizar, debe realizarse localmente debido a la diversidad geográfica, ecológica y económica (National Research Council, 2010).

El ecosistema estuarino lagunar Playa Colorada-Santa María-La Reforma en la costa centro-norte sinaloense (25º17'00'' y 24º42'00'' N; 108º25'00'' y 107º57'00'' W) está constituido por enbahiamientos y esteros, lo limita al este la planicie costera, al oeste una barra arenosa de 45 km de largo: isla de Altamura, que limita su comunicación con el Golfo de California. El intercambio marino se efectúa en boca Perihuete al noroeste, entre islas Saliaca y Altamura y bocas la Risión y Yameto, en el sur insular (Figura 1) (Romero-Beltrán *et al*., 2014). En la cuenca baja de los ríos Culiacán y Mocorito, se practica la pesca ribereña, fuente principal de ingresos locales. Las comunidades pesqueras son Playa Colorada, Costa Azul, La Reforma, Yameto y Dautillos. En las márgenes y zonas de inundación mixta, se han construido múltiples granjas de cultivo de camarón. Al sur se localizan Marismas de Malacatayá donde se efectúan actividades cinegéticas y explotación de sal (CONANP, 2012). Abarca porciones de los Municipios de Angostura, Guasave y Navolato; en su área de influencia cercana, se ubica el sur de Salvador Alvarado y una porción de Mocorito (Figura 1). La cuenca baja de dichos ríos tiene una extensión de drenaje de 782 674 ha, donde residen 169 232 habitantes; se desarrolla agricultura de riego y de temporal, con coberturas de 193,481 ha y de 184 547 ha, respectivamente. Sobresalen los cultivos de maíz, trigo, garbanzo, sorgo y frijol (Páez-Osuna *et al*., 2007).

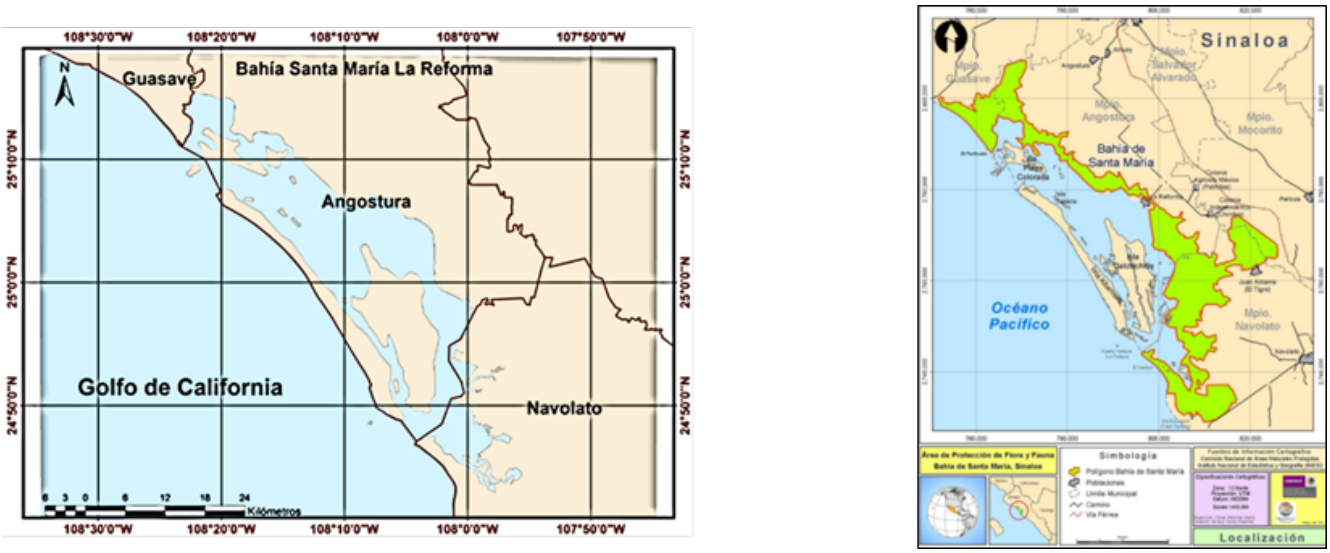



**Figura 1. A la izquierda ecosistema estuarino lagunar Playa Colorada-Santa María-La Reforma, Sinaloa, México.**
A la derecha localización costera, límites municipales y vegetación litoral en las dos cuencas que comprende el área de estudio.

## Materiales y Métodos

Fueron estimadas, graficadas y comparadas las capturas pesqueras de los estados del litoral Pacífico mexicano y de los cinco campos pesqueros del ecosistema estuarino-lagunar: Playa Colorada-Santa María-La Reforma del estado de Sinaloa, global e individualmente, registradas ante la Comisión Nacional de Acuacultura y Pesca (CONAPESCA) en el Sistema de Información de Pesquerías (SIPESCA) a partir de avisos de arribo de pescadores con permisos y concesiones. Asimismo, se analizó la información disponible de calidad ambiental (Romero-Beltrán *et al*., 2018; 2014).

## Resultados y Discusión

La Figura 2 presenta el volumen de producción pesquera del litoral Pacífico mexicano en 2018, considerando proporción entre peso vivo y peso desembarcado y estados que generan mayores divisas en miles de pesos dado el valor en el mercado de especies capturadas. Destacan Sonora y Sinaloa respecto a volumen y valor de la producción reciente. La Figura 3 señala la diferencia porcentual entre peso vivo y desembarcado en los once estados considerados.

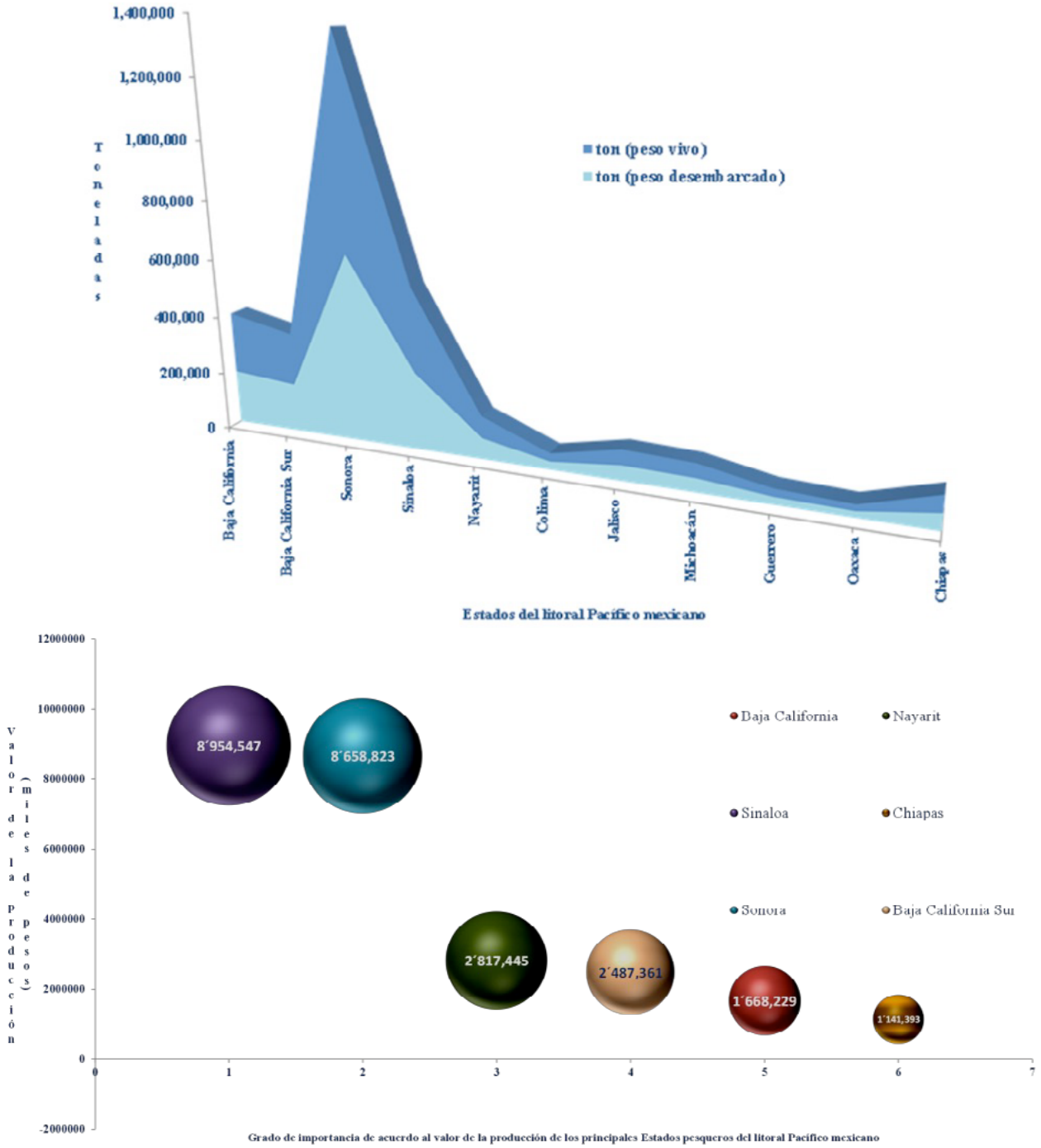



**Figura 2. Arriba la producción pesquera 2018 peso vivo *vs.* peso desembarcado de los estados del litoral Pacífico mexicano. Abajo el valor de la producción de los seis principales estados de dicho litoral en dicho periodo.**

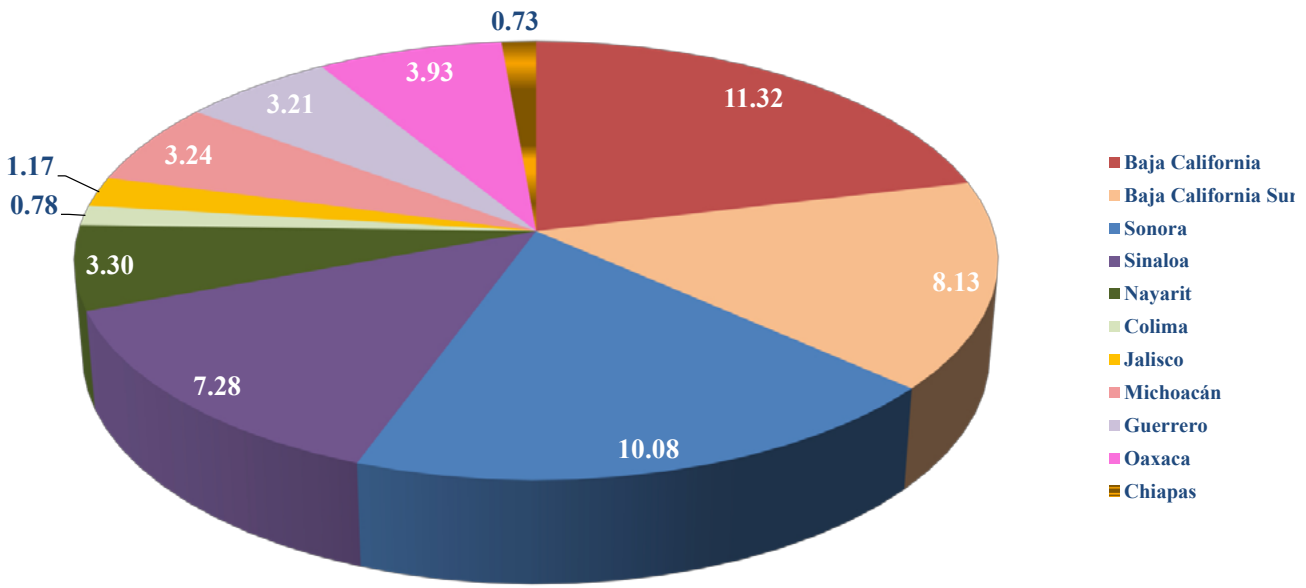



**Figura 3. Diferencia porcentual entre el volumen capturado y el volumen deembarcado en la producción 2018 de los estados pesqueros del litoral Pacífico mexicano.**

En las Figuras 4 y 5 se mostró un comparativo del ciclo productivo anual entre los cinco campos pesqueros del área de estudio globalmente y de uno a uno, sobresaliendo la producción de La Reforma.

Romero-Beltrán *et al*. (2018) caracterizaron la calidad fisicoquímica de Playa Colorada-Santa María-La Reforma y determinaron el estado trófico que presenta en la actualidad. Sus resultados indican un enriquecimiento antropogénico que denota el estado de eutrofia fundamentado en actividades agrícolas, acuícolas y ganaderas de las inmediaciones, con base en resultados de Green-Ruíz (1996), se sabe que han ido impactando paulatinamente los ecosistemas costeros de la región. El desarrollo acelerado de la camaronicultura en Sinaloa, a la vez ha producido un cambio de uso de suelo conspicuo, una reducción notable de la vegetación de humedales, -como el bosque de manglar-, así como vertimiento continuo de aguas residuales (Páez-Osuna *et al*., 2003). Los principales giros industriales en la costa sinaloense tienen que ver con actividades como procesamiento y enlatado de alimentos, elaboración de productos de consumo animal, procesamiento y envasado de productos agrícolas y acuícolas, fabricación de hielo, de productos agroquímicos, procesamiento y congelación de productos pesqueros y acuícolas, entre los principales. Y todas ellas generan aguas residuales que conjuntamente merman la calidad ambiental de los ambientes de humedal (Romero-Beltrán *et al*., 2014).

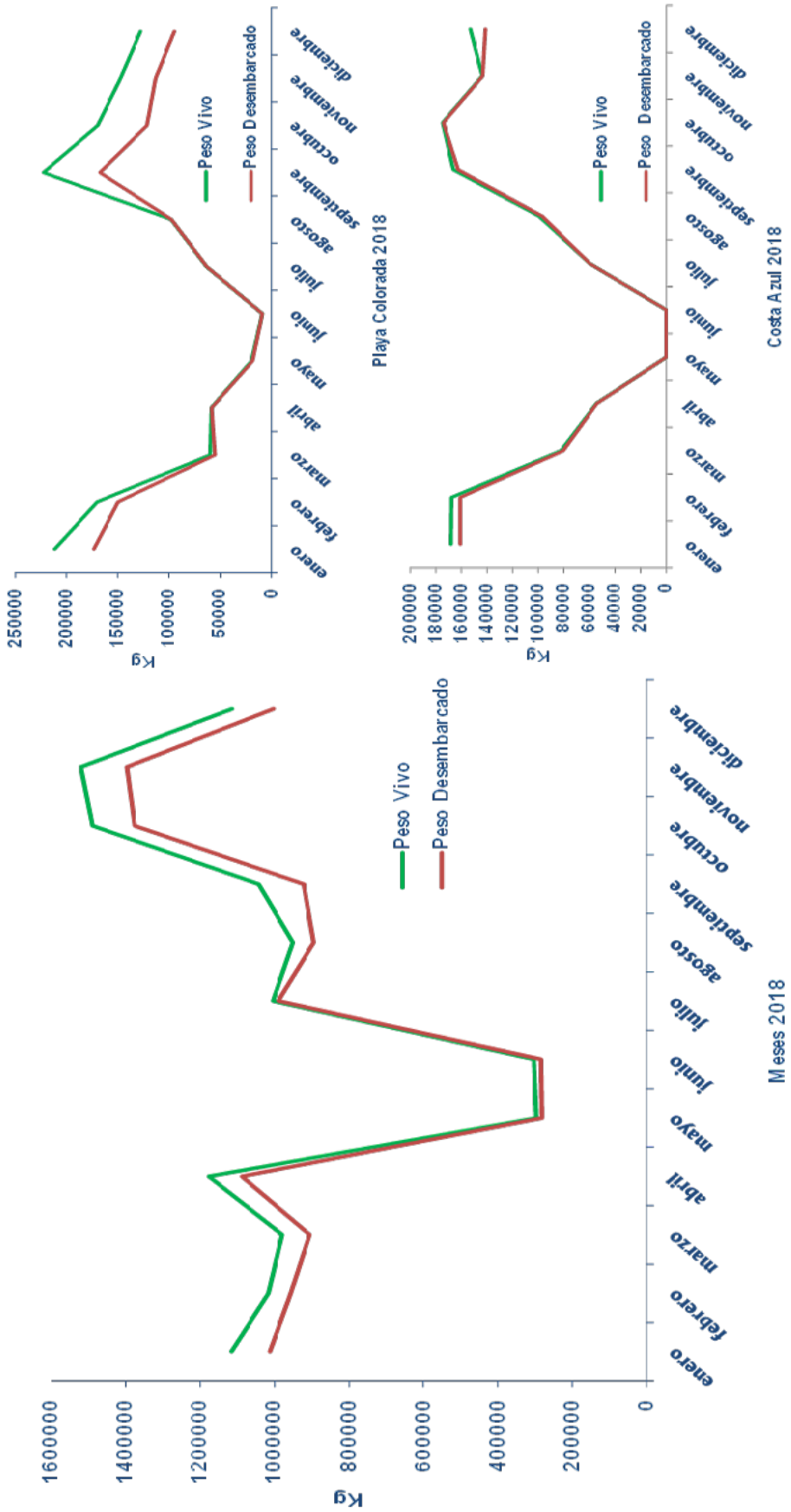



**Figura 4. Producción volumen capturado (peso vivo) y el volumen deembarcado (peso desembarcado) en la producción 2018 de los campos pesqueros del área de estudio.**
A la izquierda valores globales. Arriba a la derecha Playa Colorada. Abajo a la derecha Costa Azul.

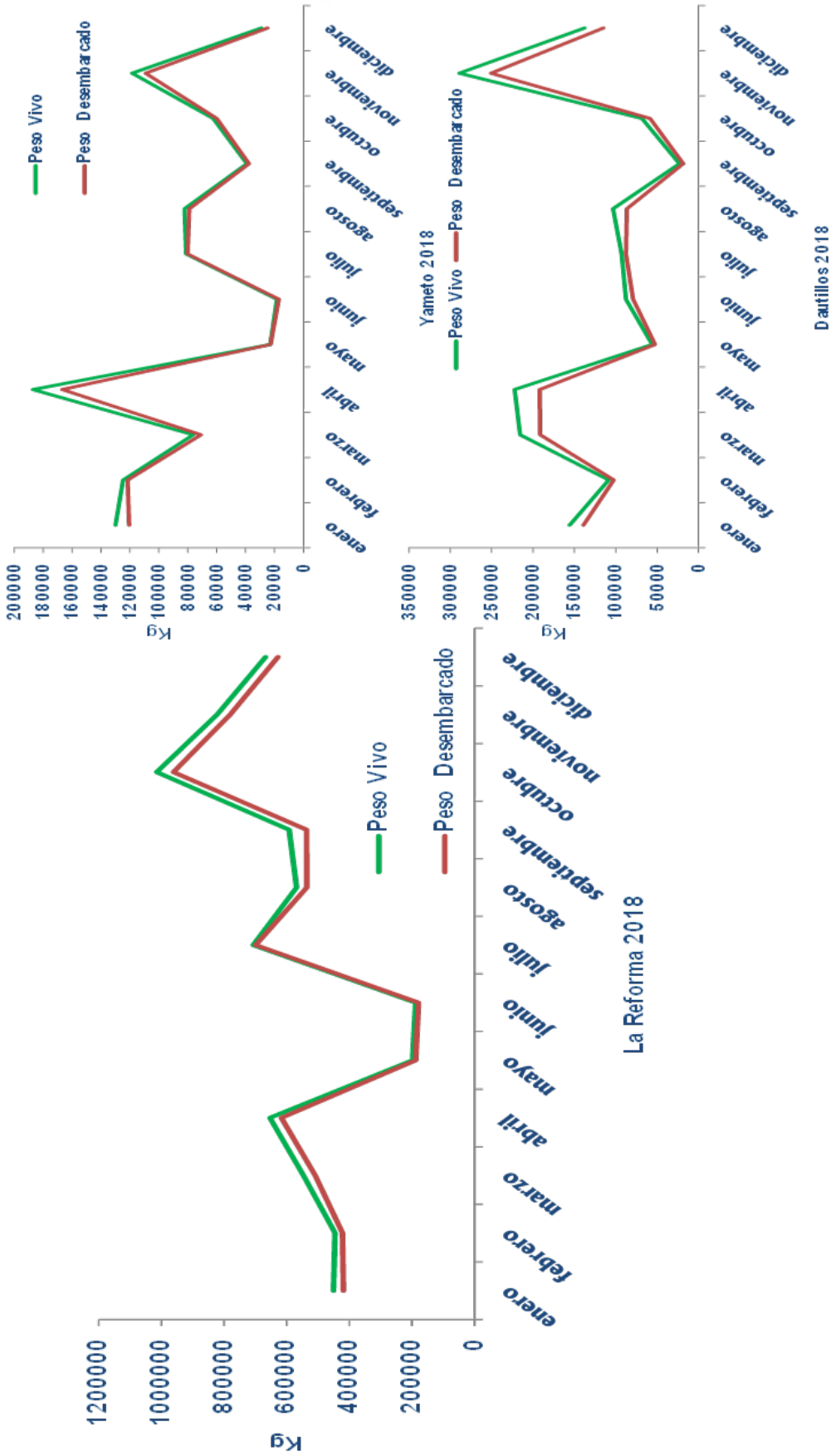



**Figura 5. Producción peso vivo-peso desembarcado 2018.**
A la izquierda campo pesquero La Reforma. Arriba a la derecha Yameto. Abajo a la derecha Dautillos.

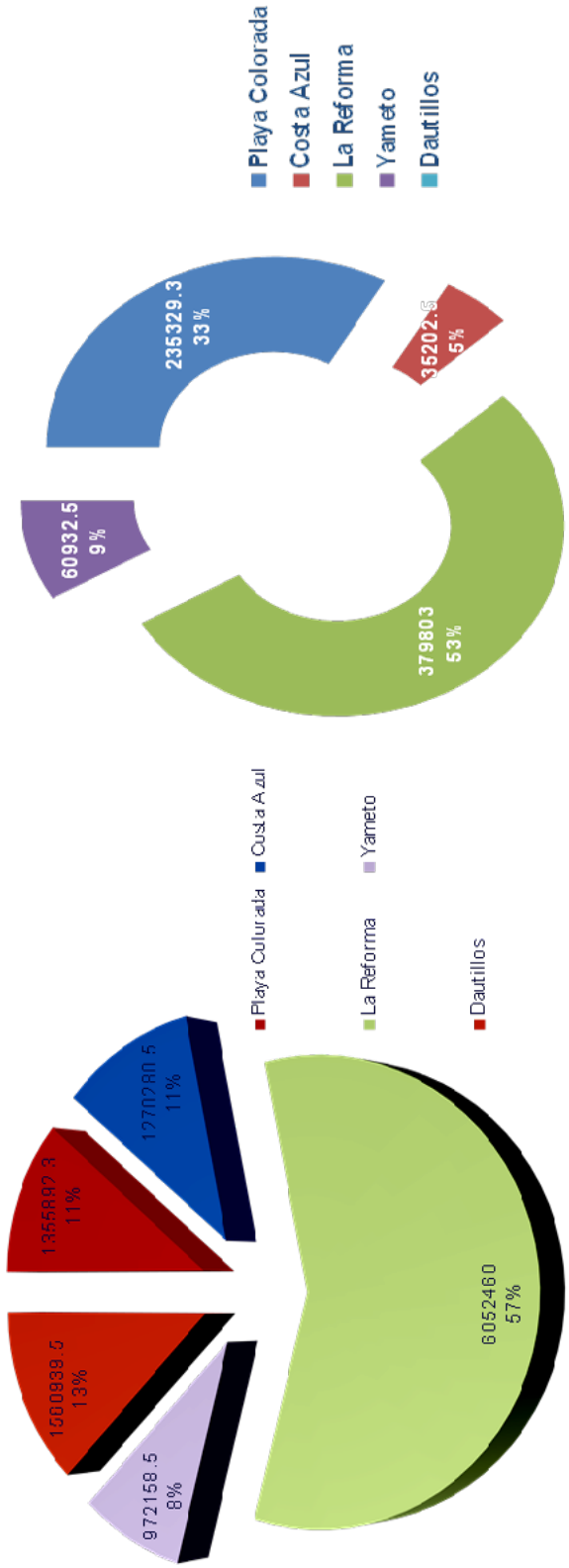



**Figura 6. A la izquierda se presenta el volumen y la proporción porcentual de la producción pesquera en los campos pesqueros del área de estudio en 2018.**
A la derecha la diferencia entre el peso vivo capturado a bordo y el peso desembarcado en kg y proporción porcentual.

**Figura 7. A la izquierda peso desembarcado y proporción porcentual de la producción de camarón *vs.* la producción total del ecosistema estuarino lagunar.**
A la derecha, comparativo entre todas las pesquerías y la pesquería de camarón peso vivo *vs.* peso desembarcado en kg.

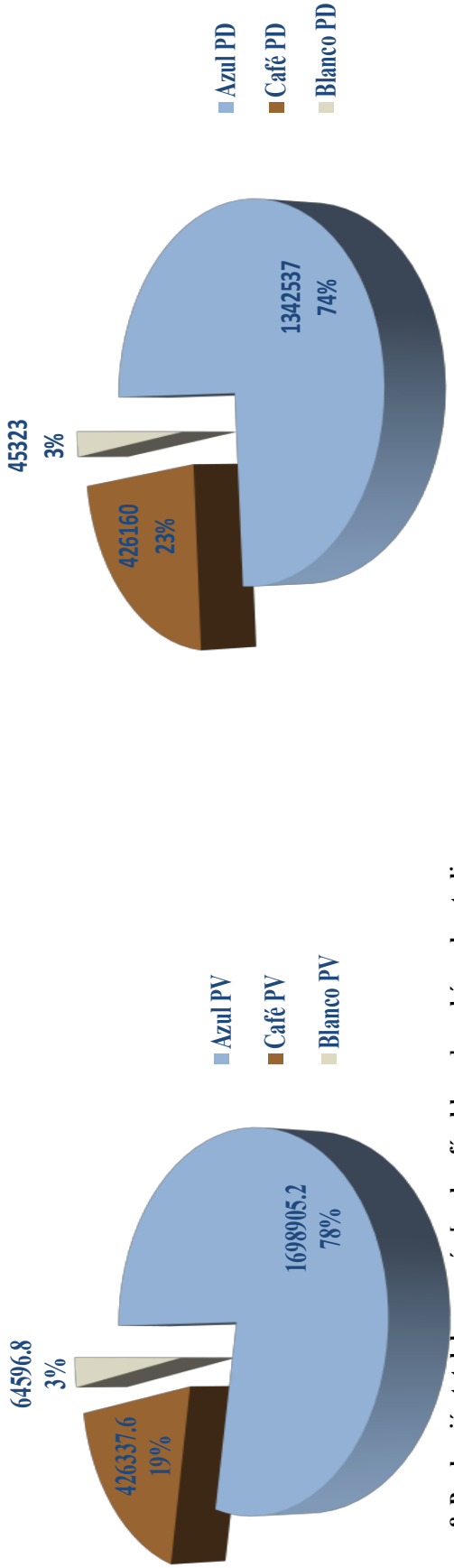



**Figura 8. Producción total de camarón [azul, café y blanco] en el área de estudio.**
A la izquierda kg y proporción porcentual peso vivo, a la derecha kg y proporción porcentual peso desembarcado en Playa Colorada-Santa María-La Reforma.

La principal pesquería local correspondió a la de camarón en el Campo Pesquero La Reforma, según se señaló en las Figuras 6, 7 y 8. Y si bien la apreciación subjetiva de los pescadores fue de una pesca relativamente escasa, 2018 fue un año sin anomalías aparentes que no reflejó afectaciones severas notorias en la producción de biomasa pesquera.

Además del incremento de la temperatura, el cambio climático global puede afectar la estacionalidad de procesos como eventos de surgencia en áreas marinas costeras (FAO, 2012). Por la acidificación de los océanos, el pH ha disminuido 0.1 unidades en los 200 años recientes; de acuerdo con modelos predictivos, se calculan reducciones de 0.3 a 0.5 unidades los próximos 100 años. Las repercusiones para los organismos que presentan conchas calcáreas -conchíferos-, los arrecifes tropicales de coral y los propios de aguas frías, serán particularmente severas (Barange y Perry, 2009).

En México se atienden las consideraciones del cambio climático global en el Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático INECC; se cuenta con planes y programas de atención al mismo y con normatividad *ad hoc*, como la Ley General del Cambio Climático cuya reforma más reciente data del 19 de enero de 2018. Conjuntamente, constituyen la Política Nacional de Cambio Climático (DOF, 2019). Los ámbitos fundamentales de dicha política son: mitigación y adaptación. En el primero, se abordan generación de energía eléctrica, transporte y residuos urbanos; mientras que en el segundo, se consideran instrumentos para reducir la vulnerabilidad en sitios expuestos (Teorema Ambiental, 2019).

## Conclusiones y Recomendaciones

El incremento de temperatura podría tener repercusiones en la fisiología de peces y causar menoscabos en la acuicultura, cambios de distribución de especies y alteraciones en abundancia relativas a perturbaciones del reclutamiento. Se esperan cambios en la cronología del ciclo biológico, en especial de especies de vida breve, como plancton, calamares y peces pelágicos pequeños. A escalas temporales intermedias (de años a una década), el estrés fisiológico por efecto de la temperatura y las alteraciones fenológicas repercutirán en reclutamiento y abundancia, en particular en ámbitos extremos de distribución de especies menos longevas. A escalas largas (varias décadas), las repercusiones dependerán de los cambios que se registren en la producción primaria neta y su transferencia a niveles tróficos altos (Barange y Perry, 2009). Las medidas de mitigación en áreas vulnerables incluyen manejo comunitario/comanejo de recursos pesqueros bajo un enfoque ecosistémico, con la participación de usuarios en tareas sustantivas que coadyuven a reducir los efectos climáticos sobre las poblaciones sujetas al aprovechamiento de las pesquerías ribereñas, inspección y vigilancia efectivas, sistemas de captación de información pesquera eficientes y conservación de la salud ambiental.

## Agradecimientos

La información pesquera y de calidad ambiental deriva de investigaciones efectuadas por el INAPESCA entre 2016 y 2019 a partir del desarrollo de monitoreos y Planes de Manejo Pesquero con enfoque Ecosistémico en los ambientes estuarino-lagunares de Sinaloa. El M. en C. Darío Chávez Herrera proporcionó facilidades para su desarrollo. La M. en C. Tania Guadalupe Romero-Leyva colaboró en la edición de la serie de tiempo de la biomasa pesquera. El Ing. Jesús Héctor Silva Raygoza proporcionó información de la producción pesquera durante 2018 en archivos contenidos en el SIPESCA.

## Literatura citada

Barange, M. y R. I. Perry. 2009. Repercusiones físicas y ecológicas del cambio climático en la pesca de captura marina y continental y en la acuicultura. pp. 7-118. En: Cochrane, K., C. De Young, D. Soto y T. Bahri (eds). Consecuencias del cambio climático para la pesca y la acuicultura: visión de conjunto del estado actual de los conocimientos científicos. FAO Documento Técnico de Pesca y Acuicultura, No. 530. Roma, FAO.

CONANP (Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas). 2012. Estudio Previo Justificativo para el establecimiento del área natural protegida con la categoría de Área de Protección de Flora y Fauna Bahía de Santa María, en el Estado de Sinaloa. México. CONANP. 142 p.

DOF (Diario Oficial de la Federación). 2019. Resultados y recomendaciones de la evaluación estratégica del avance Subnacional de la Política Nacional de Cambio Climático. Diario Oficial de la Federación, 5 de febrero de 2019. 7 p.

FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). 2012. Consecuencias del cambio climático para la pesca y la acuicultura: visión de conjunto del estado actual de los conocimientos científicos. Cochrane, K., C. De Young, D. Soto y T. Bahri (eds). Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura FAO Documento Técnico de Pesca y Acuicultura, No. 530. Roma, Italia.

Green-Ruíz, C. 1996. Geoquímica de sedimentos de la laguna costera subtropical Altata-Ensenada del Pabellón, Sinaloa, México. Tesis de Maestría. UACPyC-CCH. Universidad Nacional Autónoma de México. Mazatlán, Sinaloa. 198 p.

National Research Council. 2008. Potential Impacts of Climate Change on U. S. A. Transportation: Special Report, 290. The National Academies Press. Washington, D. C. 297 p.

National Research Council. 2010. Adapting to the Impacts of Climate Change. The National Academies Press. Washington, D. C. 293 p.

Páez-Osuna, F., A. Gracia, F. J. Flores-Verdugo, L. P. Lyle-Fritch, L. Alonso-Rodríguez, A. Roque and A. C. Ruíz-Fernández. 2003. Shrimp aquaculture development and the environment in the Gulf of California ecoregion. Marine Pollution Bulletin 46:806-815.

Páez-Osuna, F., G. Ramírez Reséndiz, A. C. Ruíz Fernández y M. F. Soto Jiménez. 2007. La contaminación por Nitrógeno y Fósforo en Sinaloa: flujos, fuentes, efectos y opciones de manejo. Serie Lagunas Costeras de Sinaloa. 304 p.

Romero-Beltrán, E., G. Aldana Flores, M. E. Muñoz Mejía, P. M. Medina Osuna, P. Valdez Ledón, J. A. Bect Valdéz, M. T. Gaspar Dillanés, L. Huidobro Campos, A. Romero Correa, E. Tirado Figueroa, C. J. Saucedo Barrón, D. A. Osuna Bernal y N. Romero Mendoza. 2014. Fichas Técnicas de las Lagunas Costeras del Estado de Sinaloa, México, con Énfasis en Calidad de Agua, Flujo de Nutrientes y Estado Trófico. Instituto Nacional de Pesca e Instituto Sinaloense de Acuacultura y Pesca. 53 p.

Romero-Beltrán, E., J. R. Rendón-Martínez, M. T. Gaspar-Dillanés, D. A. Osuna-Bernal, A. Romero-Correa, P. M. Medina-Osuna, P. Valdéz-Ledón, J. A. Bect-Valdéz y J. A. Mauricio-Payán. 2018. Análisis del estado trófico de las aguas del sistema lagunar Playa Colorada-Santa María-La Reforma, Sinaloa, México. Instituto Nacional de Pesca y Acuacultura. Dirección General Adjunta de Investigación Pesquera del Pacífico. Centro Regional de Investigación Acuícola y Pesquera-Mazatlán. Informe de Investigación. 44 p.

Teorema Ambiental. 2019. INECC presenta avances en Política Nacional de Cambio Climático. Redacción. Revista Técnico Ambiental Teorema Ambiental, Boletín 649.

# 2.7. Producción Primaria de la plataforma de Yucatán (sureste del Golfo de México) en el verano de 2016

**Aguilar-Trujillo Ana C.**[1]; Medina-Gómez Israel[1]; Cruz-Trejo Giuliana I.[1]; Juárez-Fonseca Miryam 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. Gonzalo de Guerrero, Mérida, C.P. 97310, Yucatán, México.
Autor de correspondencia: ana.aguilar@cinvestav.mx

## Resumen

Conocer la variabilidad en la concentración de oxígeno es clave en el entendimiento del metabolismo del ambiente marino. Entre los impactos en el Golfo de México que potencialmente alteran la conexión entre las vías metabólicas destacan la eutrofización y los derrames de petróleo. El objetivo del presente estudio fue establecer una línea de base sobre la cual comparar condiciones que podrían ser transportadas por accidentes asociados con la operación petrolera, incrementando la capacidad para percibir los cambios potenciales que sufra el ecosistema y documentar la recomendación de soluciones viables. Se realizó la campaña oceanográfica GOMEX-05 (agosto-septiembre 2016) a lo largo de una red de 76 estaciones en la plataforma continental de la Península de Yucatán. Se midió la productividad primaria mediante el método de incubaciones en botellas claras/obscuras, registrando la evolución de oxígeno en 10 puntos de la red de muestreo. Las estaciones de muestreo localizadas en la zona costera registraron una tendencia a incrementar su productividad en la capa superficial con respecto a la región que circunda la plataforma externa (máximo 5 mg C $m^{-3}$ $hr^{-1}$). Se seleccionaron 4 estaciones y sus perfiles, si bien acotados prácticamente en su totalidad a valores menores a 30 mg C $m^{-3}$ $hr^{-1}$, exhibieron patrones distintivos en niveles de la columna de agua inferiores a los 100 m de profundidad. El análisis del comportamiento de la productividad primaria en la región costera sugiere un aporte estacional de nutrientes por descargas de agua subterránea presentes en la península de Yucatán y/o la resuspensión por viento de materia orgánica después de ser remineralizada vía procesos biogeoquímicos.

**Palabras clave:** *producción primaria*; *plataforma*; *Yucatán*; *Golfo de México.*

## Abstract

Knowing the variability in oxygen concentration is key in understanding the metabolism of the marine environment. Among the impacts in the Gulf of Mexico that potentially alter the connection between metabolic pathways are eutrophication and oil spills. The aim of this study was to establish a baseline on which to compare conditions that could be transported by accidents associated with the oil operation, increasing the capacity to perceive the potential changes suffered by the ecosystem and document the recommendation of viable solutions. The oceanographic campaign GOMEX-05 (August-September 2016) was carried out along a network of 76 stations on the continental shelf of the Yucatan Peninsula. The primary productivity was measured by the incubation method in clear/dark bottles, recording the evolution of oxygen in 10 points of the sampling network. The sampling stations located in the coastal zone registered a tendency to increase their productivity in the superficial layer with respect to the region surrounding the external platform (maximum 5 mg C $m^{-3}$ $hr^{-1}$). Four stations were selected and their profiles, although bounded practically in their totality to values lower than 30 mg C $m^{-3}$ $hr^{-1}$, exhibited distinctive patterns in levels of the water column below 100 m depth. The analysis of the behavior of primary productivity in the coastal region suggests a seasonal contribution of nutrients by discharges of

groundwater present in the Yucatan Peninsula and/or the resuspension by wind of organic matter after being remineralized via biogeochemical processes.

**Key words:** *primary production*; *plataforma*; *Yucatan*; *Gulf of Mexico.*

## Introducción

El Golfo de México (GoM) ha generado por su relevancia ecológica y económica un profundo interés científico por explorar el estado ecológico de los sistemas costeros y pelágicos que lo conforman, así como el de su potencial comportamiento ante futuras perturbaciones, tanto naturales como de origen humano.

Conocer la variabilidad en la concentración de oxígeno es clave en el entendimiento del metabolismo del ambiente marino. La producción y consumo de oxígeno es indicativo de la intensidad de la actividad metabólica autótrofa y heterótrofa en la columna de agua, por lo que oscilaciones en su disponibilidad dentro de la columna de agua es un proxy o subrogado del desempeño funcional de las comunidades de microorganismos. Entre los impactos en el GoM que potencialmente alteran esta conexión entre ambas vías metabólicas destacan la eutrofización y los derrames de petróleo.

El análisis de dicha información permitirá establecer una línea de base sobre la cual comparar condiciones que podrían ser transportadas por accidentes asociados con la operación petrolera, incrementando la capacidad para percibir los cambios potenciales que sufra el ecosistema y documentar la recomendación de soluciones viables.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

Se realizó la campaña oceanográfica GOMEX-05 efectuada entre el 24 de agosto y 8 de septiembre de 2016 para colectar muestras biológicas a lo largo de una red de 76 estaciones ubicadas a lo largo de la plataforma continental (Figura 1) de la Península de Yucatán (PY).

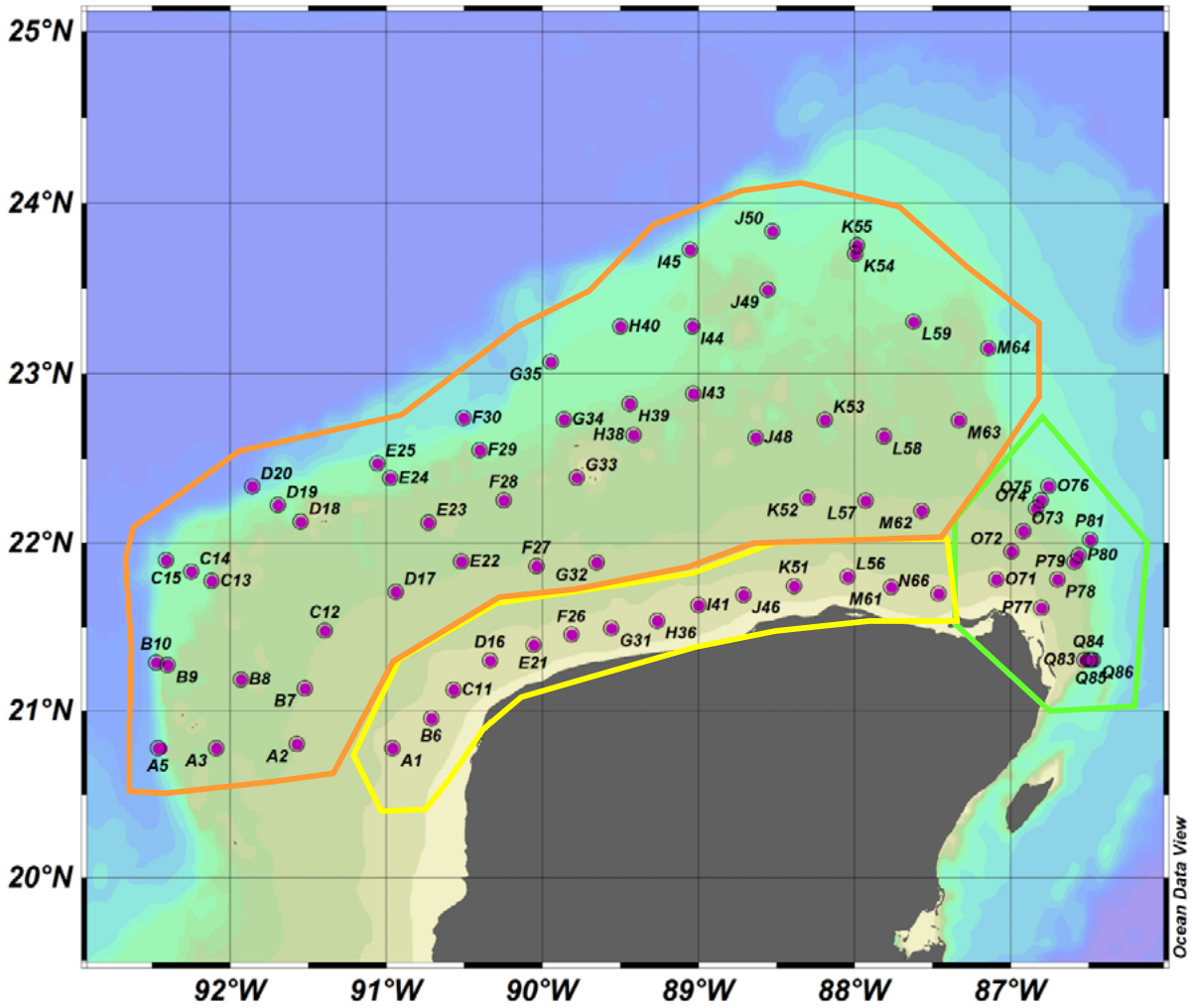



**Figura 1. Red de 76 estaciones de muestreo en diferentes zonas de la plataforma continental de la Península de Yucatán (surgencia O; costeras O; oceánicas O) colectadas durante la campaña ocenográfica GOMEX-05.**

*Trabajo de campo*

Se midió la productividad primaria en la plataforma continental de la Península de Yucatán mediante el método de incubaciones en botellas claras/obscuras (Green y Carrit, 1966), registrando la evolución de oxígeno en cada una de ellas como subrogado de la fijación de $CO_2$ por fotosíntesis a lo largo de 10 puntos de la red de muestreo establecida durante el crucero GOMEX-05 (Figura 2). Dichas estaciones selectas se eligieron tomando en cuenta las diferentes zonas comprendidas en la campaña oceanográfica, de tal manera que se contara con una submuestra de mediciones de productividad primaria para las zonas marinas y costera, así como el área de surgencia.

Se tomaron muestras de agua de la botella Niskin a cada nivel de profundidad (superficie, 50, 150 m y al nivel de profundidad de la máxima señal de fluorescencia obtenida con el fluorómetro de registro continuo), tratando de no provocar burbujas en su llenado para la botella DBO clara y oscura. Con la ayuda de un Oxímetro YSI 58 se tomó la lectura inicial de oxígeno de la botella DBO clara y se incubó en una caja de acrílico (sumergidas hasta el cuello) tanto la botella clara como la oscura. La incubación tuvo una duración de 6 horas, al término de éstas se tomó la lectura final con el oxímetro YSI 58 tanto de la botella clara como de la oscura.

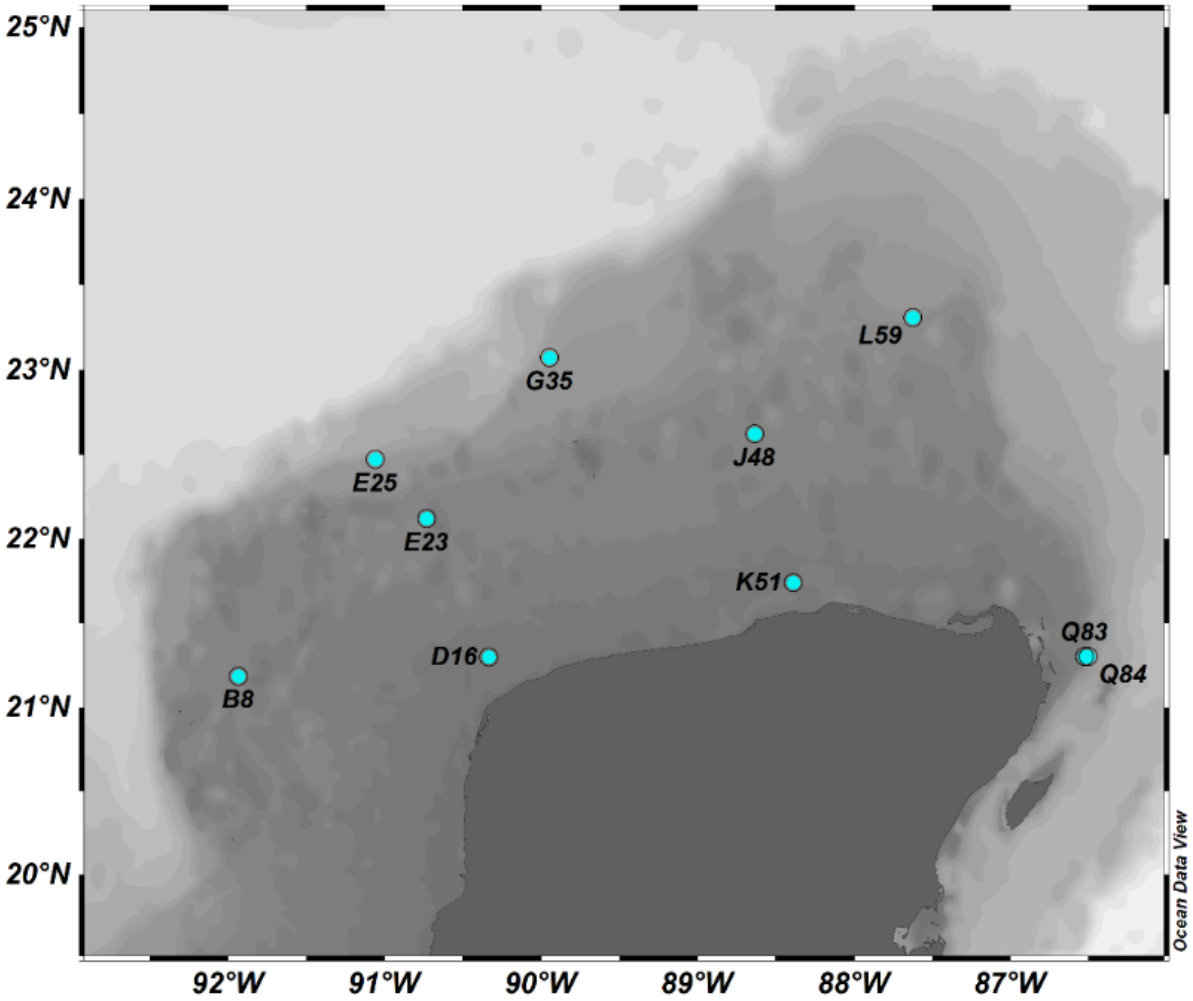



**Figura 2. Total, de 10 puntos seleccionados de la red de estaciones de muestreo GOMEX-05 para medir productividad primaria.**

*Trabajo de laboratorio*

Para la determinación de la productividad se realzaron los siguientes cálculos:

- Productividad neta = [$O_2$ Disuelto (botella clara) - $O_2$ Disuelto (inicial)]
- Respiración autotrófica = [$O_2$ Disuelto (inicial) - $O_2$ Disuelto (botella obscura)]
- Productividad bruta o total = [Razón Fotosíntesis Neta + Razón Respiración]

La producción es calculada de acuerdo a la siguiente fórmula:

$$\text{mg de Carbono fijado } m^{-3} = \text{mg } O_2 \text{ liberado } L^{-1} \times (12/32) \times 1000$$
$$= \text{mg } O_2 \text{ liberado } L^{-1} \times (0.375) \times 1000$$
$$= \text{mg } O_2 \text{ liberado } L^{-1} \times (375.0)$$

El factor 12/32 es utilizado para convertir el oxígeno liberado a carbono fijado, dado que 1 mol de $O_2$ (32 g) es liberado por cada mol de carbono (12 g) fijado. El factor de 1000 es utilizado para convertir L a $m^3$. No obstante, algunos investigadores señalan que, para fitoplancton, el cociente fotosintético (moles de oxígeno liberado a moles de carbono fijado) no es de 1:1, sino cerca de 1:1.2, dado que una parte del

fotosintetato producido es rápidamente convertido a otros compuestos orgánicos (Brower *et al*., 1990). Esto transforma la ecuación anterior en:

$$\text{mg de Carbono fijado m}^{-3} = \text{mg } O_2 \text{ liberado L}^{-1} \times (375/1.2)$$
$$= \text{mg } O_2 \text{ liberado L}^{-1} \times (312.5)$$

La productividad primaria neta se calcula dividiendo el carbono fijado por el lapso de tiempo durante el cual fueron incubadas las botellas claras y obscuras.

Productividad primaria neta = [Fotosíntesis neta x (312.5)]/tiempo de incubación

**Resultados y Discusión**

En general las estaciones de muestreo localizadas en la zona costera registraron una tendencia a incrementar su productividad en la capa superficial con respecto a la región que circunda la plataforma externa (outer-shelf), cuya productividad en la porcíon oeste no superó los 5 mg C $m^{-3}$ $hr^{-1}$. Este patrón de valores altos como función de la cercanía a la costa y localización hacia el este culminó con el máximo de productividad para la estación (Q-84) ubicada en el extremo este, en los linderos de la corriente del Caribe (Figura 3).

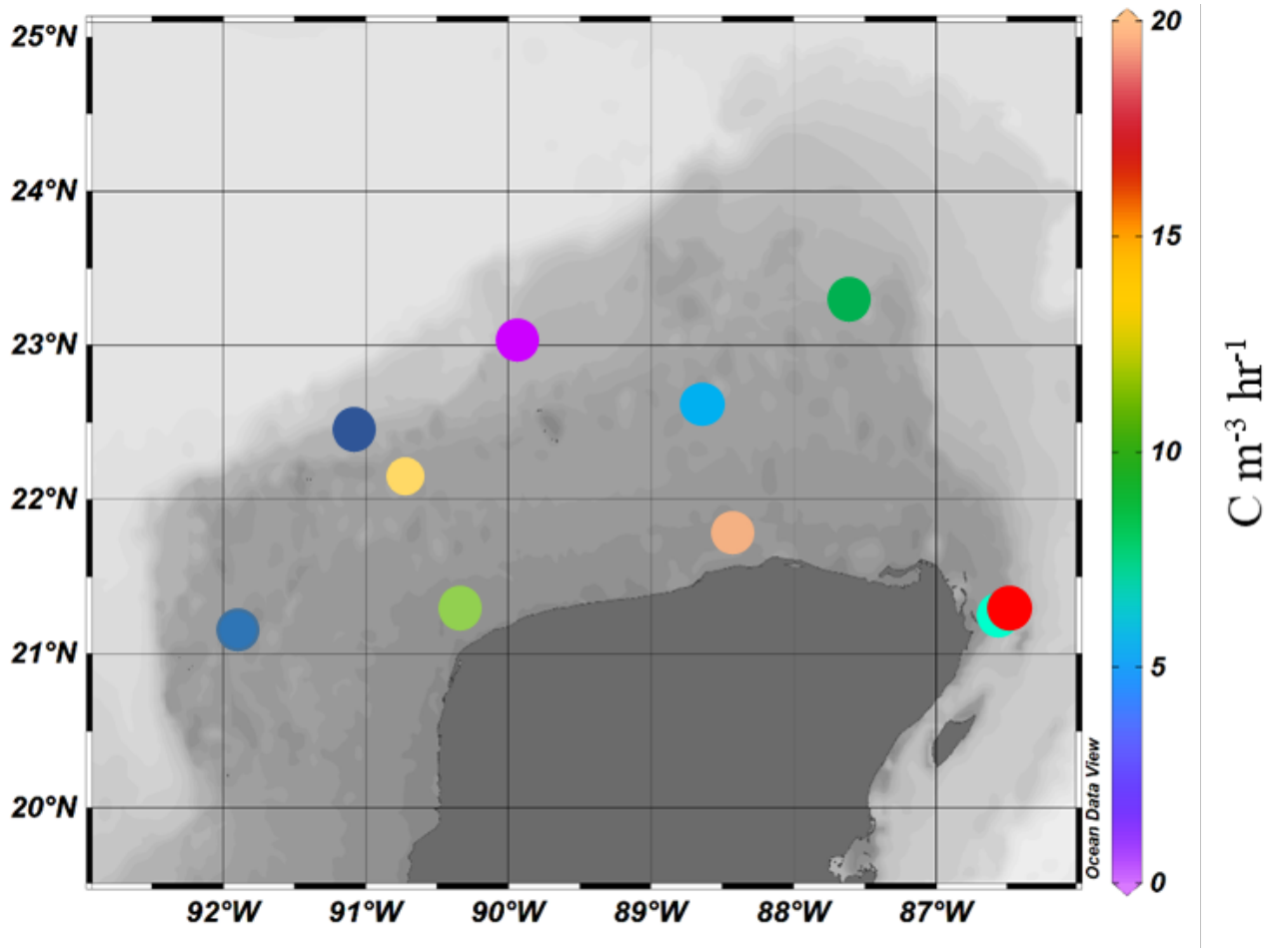



**Figura 3. Distribución de la productividad primaria neta de fitoplancton en la capa superficial.**
Barra de escala de color en mg/$m^{3}$/hora) para la plataforma continental yucateca durante la campaña oceanográfica GOMEX-05.

Sin embargo, algunos valores de productividad fitoplánctica en superficie contrastan con relación al patrón general antes descrito. En la parte oeste de la plataforma (estación E-23) se registró la productividad más alta para la capa superficial de esta zona igual a 13 mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$. Por otra parte, la productividad más baja en superficie observada en la línea costera correspondió a la estación D-16 localizada frente a la región denominada "El Palmar" con ≈11 mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$ de productividad (Figura 3).

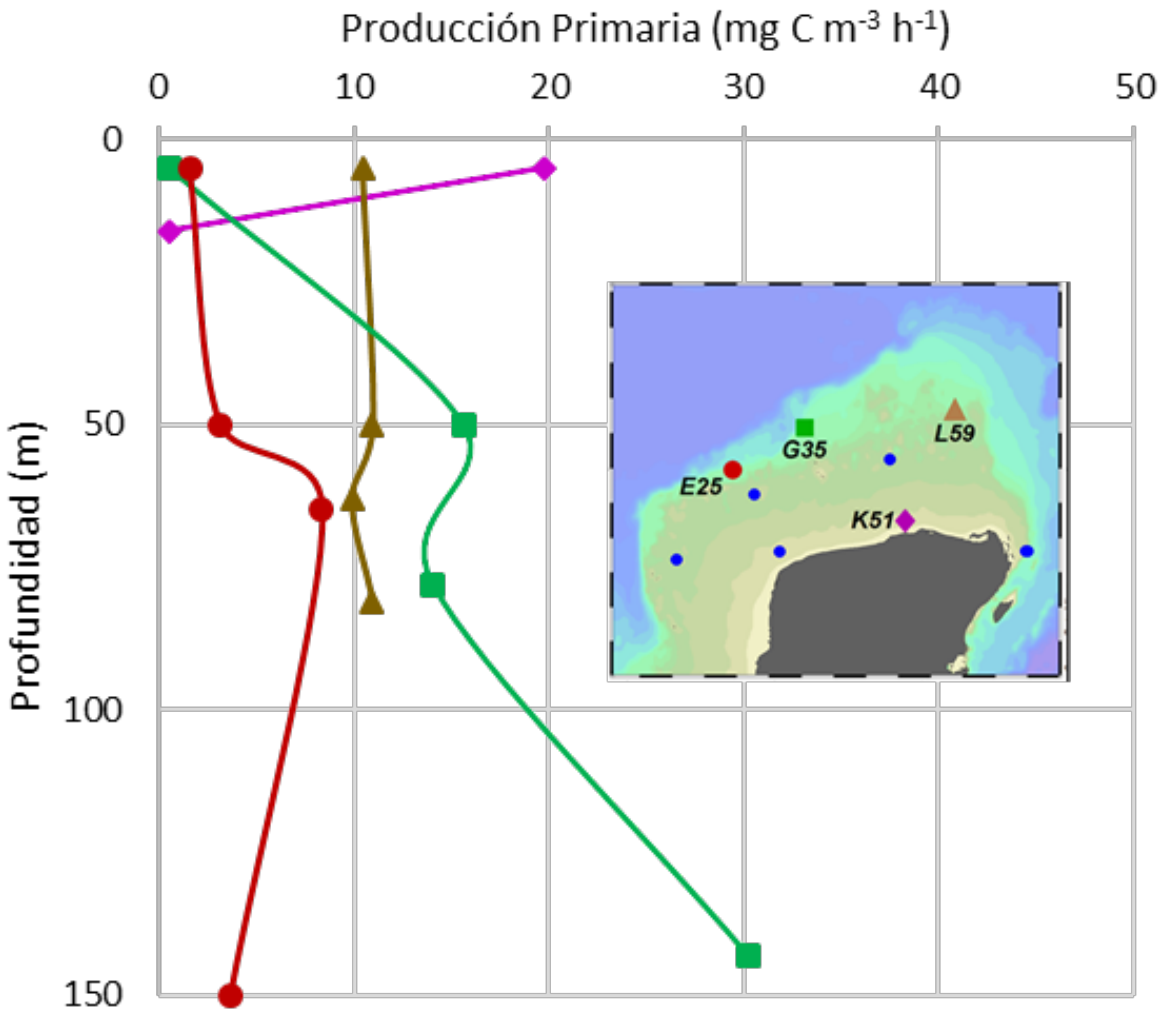



**Figura 4. Perfiles de productividad primaria neta fitoplánctica (PN; mgC $m^{-3}$ $hora^{-1}$) en cuatro estaciones selectas durante la campaña GOMEX-05.**
La combinación de símbolos y colores de los marcadores de cada uno de los perfiles de PN permite identificarlos con sus estaciones correspondientes en el mapa insertado.

Las estaciones de muestreo (cuatro de un total de diez sitios donde se midió productividad primaria) que se describen arriba fueron seleccionadas con base a su localización en zonas de interés del crucero GOMEX-05, así como por la disponibilidad de dos puntos de muestreo en la vertical como mínimo a fin de ilustrar un perfil de forma apropiada (Figura 4). Los perfiles de productividad primaria, si bien acotados prácticamente en su totalidad a valores menores a 30 mg C $m^{-3}$ $hr^{-1}$, éstos exhibieron patrones distintivos en niveles de la columna de agua inferiores a los 100 m de profundidad. Cuando este aporte es asimilado por poblaciones de fitoplancton costero la región puede transformarse en un filtro de nutrientes que previene un transporte que puede alcanzar áreas más distantes, reflejándose en una productividad cuantitativamente menor que la que experimenta la línea de costa.

Dicha discrepancia es particularmente clara entre estaciones contiguas posicionadas en el extremo norte de la red de muestreo de esta campaña (estaciones E-25 y G-35; Figura 1). Cualitativamente las productividades de dichos sitios se comportaron de manera semejante en los primeros 100 m de profundidad, debajo de la cual la estación G-35 presenta un máximo de productividad en comparación con la productividad de la E-25, cuyo valor se retrae hasta registrar un mínimo de productividad (Figura 4).

Asimismo, se observó una clara diferencia en el perfil descrito por la estación adyacente a la costa (K-51) con respecto al patrón exhibido por el resto de las estaciones que, a diferencia de aquella, tienden a aumentar su productividad primaria en la capa sub-superficial. El máximo de productividad primaria ≈20 mg C $m^{-3}$ $hr^{-1}$ se registró en la superficie de la única estación costera incluida en la Figura 3, con un valor en fondo cercano a cero tal como indica el perfil vertical de la K-51. En la región oceánica, diferentes mecanismos oceanográficos como procesos de mezcla de masas de agua son los que podrían representar un papel más relevante para proveer nutrientes a los niveles sub-superficiales.

## Conclusiones

Las estaciones de la zona costera registraron una tendencia a incrementar su productividad en la capa superficial con respecto a la región que circunda la plataforma (máximo 5 mg C $m^{-3}$ $hr^{-1}$).

En la parte oeste de la plataforma se registró la productividad más alta para la capa superficial de esta zona igual a 13 mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$.

La productividad más baja en superficie observada en la línea costera correspondió a la región denominada “El Palmar” con ≈11 mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$ de productividad.

Los perfiles de productividad primaria, mostraron valores menores a 30 mg C $m^{-3}$ $hr^{-1}$.

El máximo de productividad primaria ≈20 mg C $m^{-3}$ $hr^{-1}$ se registró en la superficie de la estación K-51.

En la región oceánica, diferentes mecanismos oceanográficos como procesos de mezcla de masas de agua son los que podrían representar un papel más relevante para proveer nutrientes a los niveles sub-superficiales.

El análisis del comportamiento de la productividad primaria en la región costera sugiere un aporte estacional de nutrientes por descargas de agua subterránea presentes en la península de Yucatán y/o la resuspensión por viento de materia orgánica después de ser remineralizada vía procesos biogeoquímicos.

## 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).

## Literatura citada

Brower, J. E., J. H. Zar and C. von Ende. 1990. Field and Laboratory Methods for General Ecology. WCB Publishers, Dubuque.
Green, E. J. and D. E. Carrit. 1966. An improved iodine determination flask for whole bottle titration. Analyst. 91:207-208.

# 2.8. Almacenes de carbono en biomasa de pastos marinos de una laguna arrecifal y su relación con variables ambientales

**Mendoza-Martínez J. E**[1]; Herrera-Silveira J. A[1]; Morales-Ojeda S. M[1] y Ramírez-Ramírez J.[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.
Autor para correspondencia: 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. En este trabajo se caracterizó los tipos de fondos marinos y se evaluóel almacén de carbono aéreodePM sobre una laguna arrecifal, en Veracruz.Se determinaron mediante técnicas de percepción remota los tipos de fondo de 82 puntos de muestreo distribuidos al azar de manera estratificada. El almacén de carbono del componente vivo se calculó a partir del procesamiento de 72 muestras de pastos marinos. La extensión de PM fue de 763.9±205.2 ha con una mayor presencia de pastos en coberturas bajas (<30%). La especie dominante fue *Thalassia testudinum* aunque también se presentó esporádicamente *Syringodium filiforme*. La biomasa aérea fue de 149.3±9.2 gr.p.s $m^{-2}$ y subterránea de 686.1±72.9 gr.p.s $m^{-2}$. Las zonas de alta (>75%) y mediana (30%-75%) cobertura se distribuyen entre los 1 y 2m con 0.86±0.04 y 0.44±0.03 Mg C $ha^{-1}$ respectivamente. El almacén de Carbono Total presentó una tendencia exponencial negativa con la profundidad ($R^2$=0.32) de la biomasa viva representan 1157.1± 88.8 $MgCO_2$ equivalentes. Este estudio es pionero en la integración metodológica de percepción remota pasiva, métodos de ordenación y mediciones de campo para evaluar almacenes de carbono de PM en México.

**Palabras clave**: *almacén de carbono*; *laguna arrecifal*; *pastos marinos*; *emisiones de $CO_2$*; *carbono azul.*

## Abstract

Seagrass (PM) bottoms are important reservoirs of marine carbon, however, their decline worldwide has turned them into threatened ecosystems. In this work, the types of seabed were characterized and the PM carbon air store was evaluated over a reef lagoon in Veracruz. The types of bottom of 82 sampling points randomly distributed in a stratified manner were determined by remote sensing techniques. The carbon storage of the live component was calculated from the processing of 72 seagrass samples. The extension of PM was 763.9 ± 205.2 ha with a greater presence of pastures in low coverages (<30%). The dominant species was *Thalassia testudinum*, although *Syringodium filiforme* was also sporadically emphasized. The aerial biomass was 149.3 ± 9.2 gr.p.s $m^{-2}$ and underground biomass of 686.1 ± 72.9 gr.p.s $m^{-2}$. The areas of high (> 75%) and medium (30% -75%) coverage are distributed between 1 and 2 m with 0.86 ± 0.04 and 0.44 ± 0.03 Mg C $ha^{-1}$ respectively. The Total Carbon warehouse showed a negative exponential tendency with depth ($R^2$ = 0.32). Of live biomass represent 1157.1 ± 88.8 $MgCO_2$ equivalents. This study is a pioneer in the methodological integration of passive remote sensing, ordering methods and field measurements to evaluate PM carbon stores in Mexico.

**Keys words:** *storage carbon*; *reef lagoon*; *seagrass bed*; *$CO_2$ emission*; *blue carbon.*

## Introducción

La necesidad de reducir los flujos de $CO_2$ a la atmósfera para mitigar los efectos del cambio climático ha generado el creciente interés en entender la capacidad de ecosistemas naturales para almacenar, capturar y secuestrar carbono (McLeod *et al.*, 2011). En este sentido, los ecosistemas costeros como marismas, manglares y pastos marinos llamados comúnmente "Carbono Azul" han resultado ser más eficientes que ecosistemas terrestres para almacenar carbono principalmente en los sedimentos. 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 proporcionar diversos servicios ambientales como protección a playas contra procesos de erosión costera y mejoran hábitats asociados como los arrecifes de coral entre otros (Björk *et al.*, 2008). Esta importancia junto con la perdida de cobertura del 2% anual a nivel mundial que experimentanlas praderas de pastos marinos, los ha convertido en un ecosistema prioritario para su conservación (Larkum *et al.*, 2006).

Por otro lado, la verdadera importancia de los pastos marinos como parte de las estrategias del IPCC para la mitigación del cambio climático aún no es contundente. La falta de información "in situ" y mapas detallados de la distribución y coberturas de los pastos marinos por el difícil acceso a los sitios en los que se distribuyen, y variaciones en la transparencia de la columna de agua, dificultala evaluación de las reservas de carbono y extensión real de este ecosistema. Los métodos de mapeo por técnicas de percepción remota y SIG han contribuido a la caracterización de extensas zonas cubiertas por pastos marinos bajo condiciones de baja transparencia, sin embargo, muestreos de campo para el levantamiento de las características de los pastosmarinos siguen siendo la metodología más socorrida, e incluso, fuente de validación y corrección para los métodos por sensores remotos sin importar cual se utilice.

México a pesar de su riqueza de especies con presencia en el Pacífico, Mar Caribe y Golfo de México (Riosmena-Rodríguez *et al.*, 2014), son escasas las valoraciones de carbono sobre este ecosistema, reportándose de manera aislada y puntal (Thorhaug *et al.*, 2017; Cota-Lucero, 2017; Kantún-Manzano y Herrera-Silveira, 2014). El objetivo del presente trabajo fue caracterizar espacialmente los fondos dominados por pastos marinos mediante métodos complementarios de precepción remota y técnicas de campo, para determinar el carbono almacenado en biomasa viva de pastos marinos y su relación con algunas variables ambientales en una laguna arrecifal del Parque Nacional Sistema Arrecifal Veracruzano.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El Parque Nacional Sistema Arrecifal Veracruzano (PNSAV) por su ubicación, estructura, resiliencia y biodiversidad, es uno de los Sistemas arrecifales del Golfo de México de mayor importancia. Este se conforma por al menos 45 formaciones arrecifales (CONANP, 2005), de los cuales para este estudiose seleccionó la formación arrecifal Cabezo (Figura 1). El arrecife Cabezo es del tipo plataforma (Humann, 1993) de aproximadamente 1098 halocalizadosobre los 19°03´11" N y 94°48´15" W, a 15.2 km de la costa. Sobre este se reconocen cuatro zonas con características hidrodinámicas diferentes; zona protegida, zona expuesta, zona expuesta superior y zona central o laguna arrecifal donde las condiciones para la colonización de praderas extensas de pastos marinos son idóneas.

### *Metodología para la adquisición de datos satelitales*

La evaluación de los tipos de fondo se realizó a partir del análisis de una imagen Word-View2 adquirida el 04-05-2016 con una resolución radiométrica de 4 bandas (espectro visible e infrarrojo

medio) y un tamaño de pixel de 2 m (Digital Globe, 2010). La imagen fue corregida radiométrica y atmosféricamente mediante el método propuesto por Chávez (1988). De igual manera se utilizó elalgoritmo batimétrico independiente del albedo desarrollado por Stumpf *et al*. (2003) como aproximación a la corrección de la columna de agua.

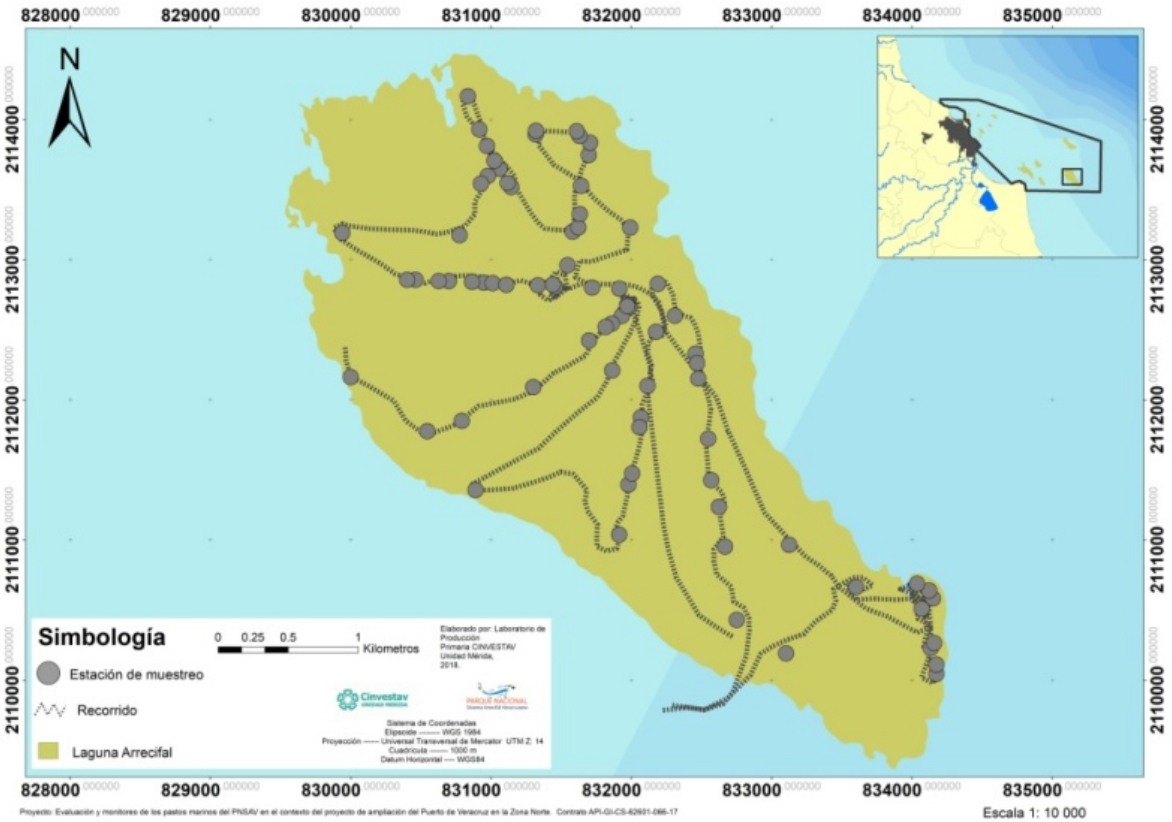



**Figura 1. Localización del área de estudio, delimitación del arrécife Cabezo y puntos de muestreo para la caracterización del fondo marino y almacén de carbono en pastos.**

*Metodología para la adquisición de muestras de campo*

Se colectaron 72 muestras (de abril a junio del 2019) de biomasa viva aérea (hojas y haces verticales) y subterránea (raíces y rizomas) de pastos marinos conequipo libre o autónomo (SCUBA) dependiendo de la profundidad y tomadas mediante el método decosecha en pie ("standing crop") propuesto por Milner y Hughes (1968), utilizando un nucleador de PVC tipo Curer (CARICOMP, 2001) de 15 cm de diámetro. Las muestras fueron analizadas en laboratorio para la determinación de variables morfométricas (Largo, ancho, densidad e IAF). En cada estación de muestreo se tomaron variables ambientales de la columna de agua determinándose "in situ" la profundidad (m) con un profundímetro (HONDEX PS-7), mientras que la temperatura (°C), salinidad (UPS), y oxígeno disuelto (mg $L^{-1}$) fueron medidos con una sonda multiparamétrica YSI Professional Plus. La caracterización "in situ" de los fondos dominados por pastos marinos se realizó a partir de fotografías de la cobertura en cuadrantes de 0.25 $m^2$ utilizando el método modificado de Braun-Blanquet (Fourqurean *et al*., 2001).

*Metodología para la determinación de fondos dominados por pastos marinos*

Los tipos del fondo marino se determinaron a partir de un análisis visual tomando como referencia el esquema de clasificación de tipos de hábitat marinos propuestos por Bello-Pineda y Liceaga-Correa

(1998) que consideran la tipología característica del Golfo de México. Este método incorpora los elementos que conforman el bento submarino a una escala de paisaje, agrupándolos en cinco hábitats típicos de ambientes arrecifales. Bajo este esquema, el paisaje marino se construyó a partir de un análisis binario del paisaje, agrupando estas cinco clases en dos; zonas con pastos marinos y zonas sin pastos marinos. En cada estación dentro de las zonas de pastos marinos, los porcentajes de cobertura bentónica en la escala de Hill y Wikinson (2004) y la profundidad fueron analizados utilizando métodos de ordenación y clasificación (SIMPER y Dendogramas) para la caracterización de las estaciones de muestreo en 3 tipos de coberturas (baja:<30%; media 30-75%; alta >75%) de pastos marinos (Clarke y Warwick, 2001). Cada estación con sus datos da campo fue utilizada como semilla de entrenamiento dentro de un algoritmo de clasificación supervisada. La verificación de los errores de la clasificación fue evaluada a partir del índice de Kappa (Lillesand *et al*., 2008).

*Metodología para la evaluación del carbono aéreo de pastos marinos y su relación con las variables ambientales*

A partir del análisis de 72 muestras de biomasa de pastos marinos se estimó el contenido de carbono orgánico en biomasa ($CO_{bio}$) de manera indirecta de acuerdo con las recomendaciones de Duarte (1990), y expresando los resultados en $MgCha^{-1}$. La evaluación de los almacenes de carbono aéreo se realizó a partir de los tres tipos de coberturas de pastos marinos analizándose a escala de paisaje y se relacionaron los resultados con la temperatura, salinidad, profundidad y oxígeno disuelto mediante el análisis de sus histogramas, y métodos correlación.

**Resultados y Discusión**

Las condiciones abióticas que determinan la configuración espacial en Cabezo definen cuatro tipos de fondo del fondo marino; Arenas (AR), pastos marinos en baja cobertura (<30%) sobre fondo rocoso (PBR), pastos marinos en coberturas medias (30-75%) sobre fondo arenoso-rocoso (PMAR), y pastos marinos de cobertura alta (>75%) sobre fondo arenoso (PAA). En su conjunto las zonas de pastos marinos cubren una superficie de 764 ha, registrándose solo en el 18% pastos marinos con coberturas altas (Figura 2). La precisión final del mapa fue de 77% de acuerdo con el índice de Kappa. La configuración del paisaje fue heterogénea, las praderas de pastos marinos en Cabezo forman conglomerados extensos monoespecíficos de *Thalassia testudinum* y en menor medida por *Syrigidium filiforme*; coincidiendo con lo reportado anteriormente por Arellano-Méndez *et al*. (2016).

Se observó que las praderas de pastos marinos responden a la profundidad de la laguna arrecifal. En zonas bajas (<1.2 m) que se localizan en la parte posterior al barlovento del arrecife es donde se desarrollan coberturas de pastos marinos de tipo alta y media (Cuadro 1), mientras que en zonas profundas (>1.7m) se observaron coberturas bajas de pastos marinos. La temperatura y concentración de oxígeno fue mayor en zonas someras con presencia de praderas con alta cobertura de pastos marinos. Los escurrimientos (44 mil 662 millones $año^{-1}$) del río Papaloapan (CONAGUA, 2011) refuerzan la hipótesis de la influencia ecológica y geográfica de este río sobre la conformación del PNSAV (Ortiz-Lozano *et al.*, 2009); los escurrimientos rivereños son la principal fuente de transporte de sedimentos, nutrientes y materia orgánica desde cuenca arriba a ecosistemas costeros (Mitchell *et al.*, 1997); la presencia de sedimentos terrígenos en la parte superior de todos los arrecifes indica que estos están bajo la influencia de las descargas de los ríos (Krutak, 1997).

**Cuadro 1. Valores promedio y Error estándar (EE)de las variables ambientales en cada una de las coberturas de pastos marinos.**

| Tipos de cobertura | Superficie (ha) | Temperatura (°C) | Salinidad (UPS) | Concentración de Oxígeno (mg $L^{-1}$) | Profundidad (m) |
|---|---|---|---|---|---|
| Alta | 143.8±35.9 | 28.8±0.3 | 34.9±0.1 | 7.7±0.1 | 1.2±0.1 |
| Media | 267.6±77.6 | 25.3±0.1 | 35±0.3 | 6.2±0.4 | 1.3±0.1 |
| Baja | 352.5±91.6 | 25.4±0.1 | 34.6±0.4 | 5.1±0.8 | 1.7±0.2 |
| Total | 763.9±205.2 | 26.5±0.2 | 34.8±0.3 | 6.3±0.4 | 1.4±0.1 |

Las características morfométricas en cada una de las coberturas de pastos marinos sugieren un comportamiento modal en la distribución de frecuencias (Figura 3). La densidad de haces osciló entre 500 y 1700 haces $m^{-2}$ con un promedio de 1009 haces $m^{-2}$. El análisis de las frecuencias en coberturas altas y bajas de muestra valores modales por debajo de este promedio, sugiriendo un menor desarrollo clonal; las características estructurales dominantes en el sustrato (Zieman y Wetzel 1980) y la configuración espacial de los elementos del paisaje pueden llegar a limitar el desarrollo horizontal; poco sustrato consolidado para el anclaje de rizomas y restos de corales muertos y hermatípicos son características en el arrecife Cabezo. En este sentido, el tipo de fondo dominante en praderas de pastos marinos de Cabezo fue el tipo arenoso (AR) en los 3 tipos de coberturas y fondos arenosos con fragmentos de coral y rocas (Ar/Ro) en praderas con altas coberturas (>75%).

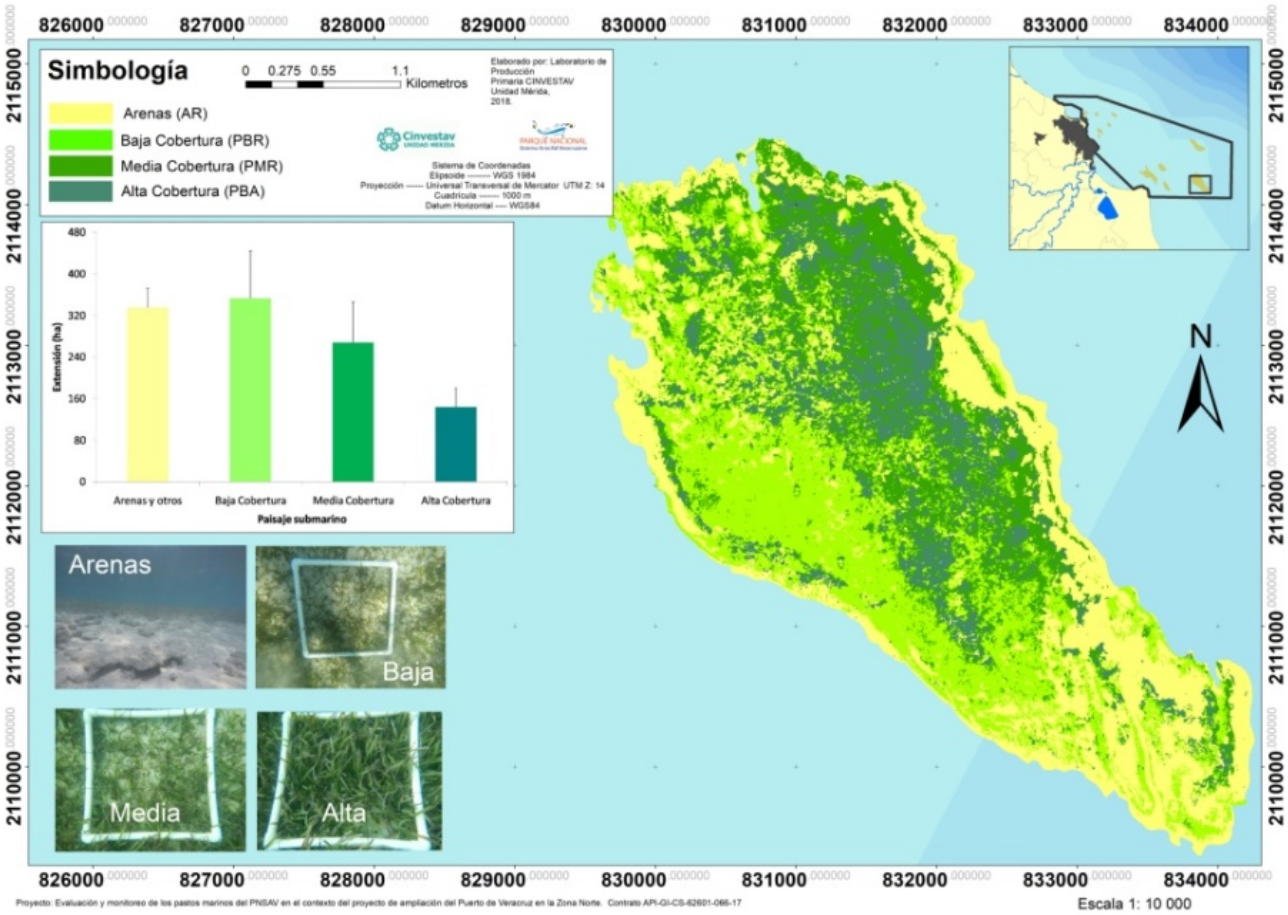



**Figura 2. Distribución de los tipos de fondo y extensión de pastos marinos en la laguna arrecifal de Cabezo del Parque Nacional Sistema Arrecifal Veracruzano.**

La profundidad es una variable importante en la conFiguración del paisaje bentónico (Penfound y Hathaway, 1938; Hunter 2000). Las praderas con altas coberturas se distribuyen sobre zonas someras de hasta 1.5 m de profundidad (Figura 3) localizadas sobre la zona central y protegida de la laguna arrecifal (Figura 2). En el caso de las coberturas bajas, estas se registraron en zonas más profundas (de hasta 2.5 m) sobre la parte sureste; en la parte posterior (sotavento) de la laguna arrecifal. Por otro lado, el índice de área foliar osciló entre 0.9 y 11 hojas $m^{-2}$ característico de parches dominados por *T. testudinum* (Linton y Fisher, 2011). Los valores de IAF en praderas de coberturas medias (4.3±0.4 hojas $m^{-2}$) y altas (4.5±0.6 hojas $m^{-2}$) indican plantas con mayor estructura foliar; la concentración de nutrientes y transparencia de la columna de agua repercute negativamente en el desarrollo foliar de la planta (Bréda *et al.*, 2008). La altura del dosel varió de 5 hasta 31 cm en praderas con cobertura alta. El promedio de la altura de las hojas en el arrecife Cabezo fue de 12.2±1.2 cm (Figura 3).

Los almacenes de carbono aéreo de los pastos marinos del arrecife Cabezo se presentan en el Cuadro 1. El carbono total (aéreo + subterráneo) de los pastos marinos mostro una relación exponencial negativa con la profundidad (Figura 4) con un 32% de $R^2$. Coberturas altas representan los mayores almacenes de carbono promedio por biomasa viva de pastos marinos con un mayor desarrollo del sistema radicular en coberturas medias; relacionadas a sitios con sustrato principalmente arenoso, típico de zonas del barlovento con energía media y poco profundas (1 a 1.7 m). El promedio de carbono total para praderas de pastos marinos del arrecife Cabezo fue de 1.51±0.1 Mg C $ha^{-1}$, este valor es ligeramente mayor al reportado para praderas de ambientes arrecifales del Caribe (Enríquez y Pantoja-Reyes, 2005), reforzando la importancia de los pastos marinos del PNSAV para contribuir en la mitigación de emisiones de gases de efecto invernadero a través de su conservación entre otros servicios ambientales.

En ambientes arrecifales, 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 (Terrados y Ramírez-García, 2011). La orientación NW-SE del arrecife Cabezo junto con el desarrollo de colonias de corales (cresta arrecifal) reduce la fragmentación del paisaje de pastos marinos al brindar protección al oleaje (Fonseca y Bell, 1998). No obstante, eventos climáticos como “suradas” o Nortes” pueden representar el rompimiento de esta cresta y enterrar praderas de pastos marinos o dejar al descubierto los rizomas superficiales (Liceaga-Correa *et al.*, 2010).

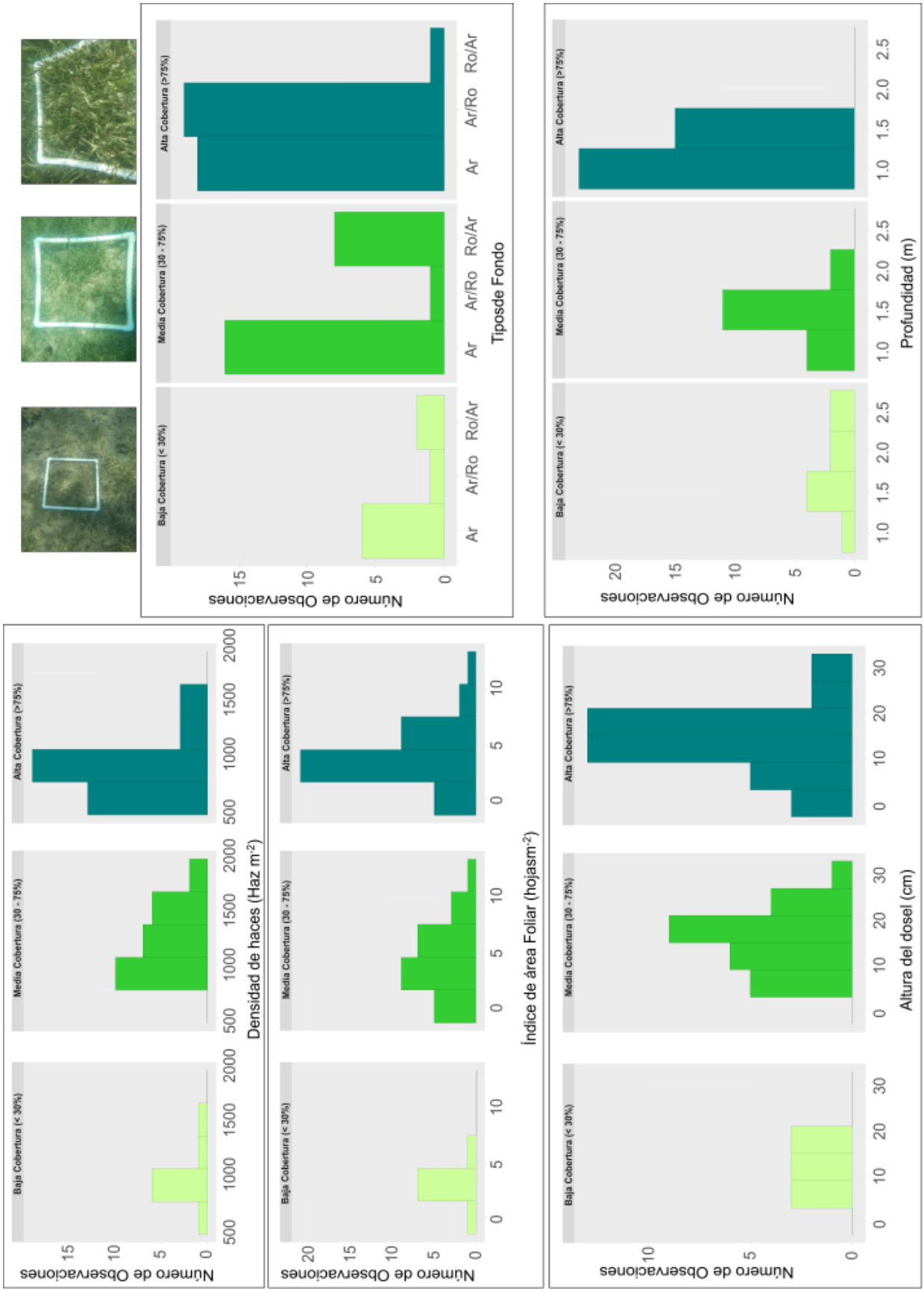



**Figura 3. Histogramas de frecuencias de las características morfométricas por tipos de cobertura de pastos marinos.**

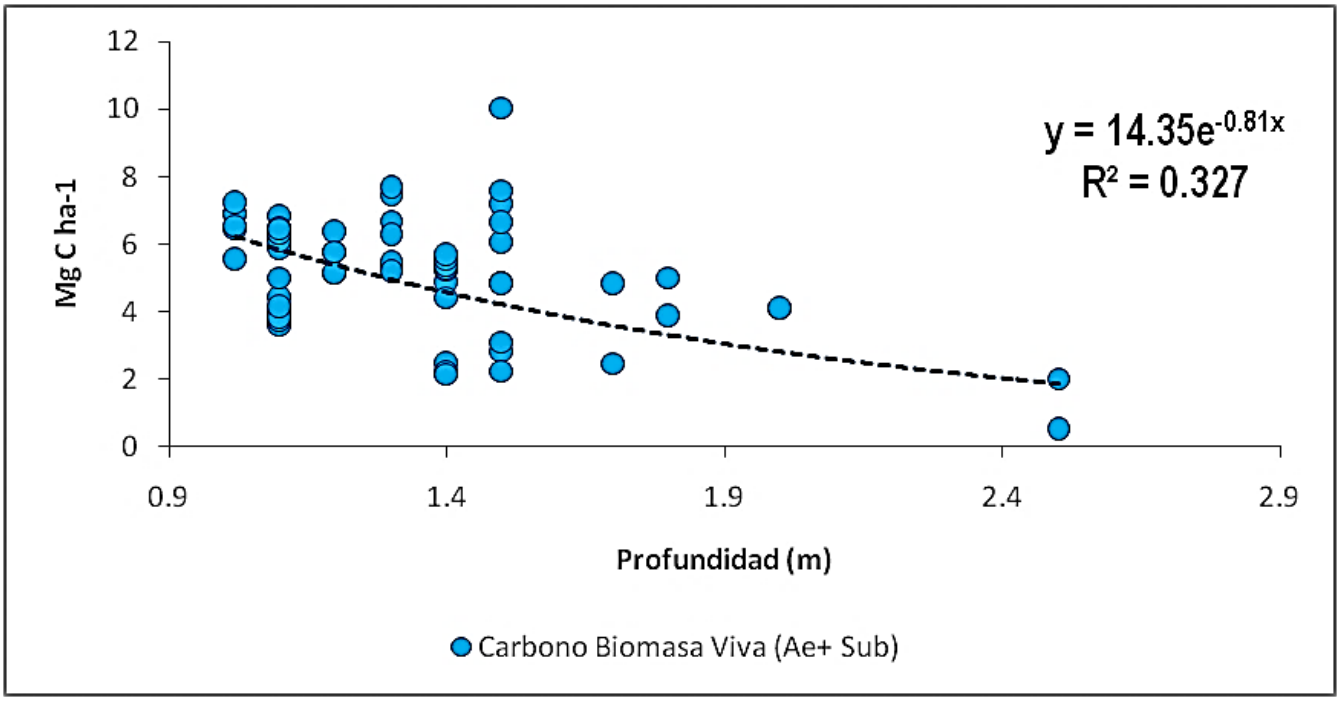



**Figura 4. Valores promedio de carbono orgánico emergido (A) y sumergido (B) de cada clase de cobertura y profundidad.**

La fragmentación del hábitat ha sido reconocida como una de las principales amenazas para este tipo de ecosistemas (Dale y Pearson, 1997; Noss, 2000), llegando a significar la liberación 1157.1±88.8 Mg $CO_{2eq}$ si se eliminan totalmente la biomasa estimada en la laguna arrecifal de Cabezo; de las cuales las coberturas altas y medias contribuyen con el 39 y 37% de este almacén, reconociendo la importancia de conservarlas (Cuadro 2).

**Cuadro 2. Valores promedio, Total y Error estándar (EE) de la biomasa de pastos marinos y almacén de carbono para cada tipo de cobertura.**

| Tipos de cobertura | Superficie (ha) | Biomasa aérea (*gr.p.s/m*$^2$) (EE) | Biomasa Subt(*gr.p.s/m*$^2$) (EE) | Almacén de Carbono (MgCha$^{-1}$) (EE) | Almacén aéreo total (MgC)(EE) |
|---|---|---|---|---|---|
| Alta | 143.8 | 254.29 ± 10.7 | 693.4 ± 41.7 | 0.86 ± 0.04 | 123.6 ± 5.7 |
| Media | 267.6 | 130.8 ± 9.4 | 732.4 ± 70.4 | 0.44 ± 0.03 | 117.7 ± 8 |
| Baja | 352.5 | 62.9 ± 7.5 | 632.3 ± 106.5 | 0.21 ± 0.03 | 74 ± 10.5 |
| Total | 763.9 | 448.1 ± 27.7 | 2058.3 ± 218.7 | 1.51 ± 0.1 | 315.3 ± 24.2 |

## Conclusiones

El arrecife Cabezo presenta una extensión de 764 ha cubiertas por praderas de pastos marinos en tres coberturas; baja, media y alta dominadas por *Thalassia testudinum* y en menor media *Syringodium fifliforme*. La temperatura y la concentración de $O_2$ fue mayor en coberturas altas y de manera inversa con la profundidad. El almacén aéreo fue de 1.51±0.1 MgCha$^{-1}$. La configuración espacial de la laguna arrecifal favorece el asentamiento de pastos marinos y determina la presencia del almacén aéreo. La evaluación de los almacenes de carbono en pastos marinos contribuye a delinear estrategias de manejo, así como conocer las amenazasa las que están expuestos y proponer medidas enfocadas a la conservación de este ecosistema. Es importante dentro del contexto del cambio climático contribuir con información sobre los almacenes (datos de actividad) y superficies (coberturas) de los pastos marinos que sirva de referencia para el desarrollo de estrategias orientadas a la mitigación de sus efectos. Evaluaciones como

las del presente estudio permiten dimensionar la magnitud e importancia del ecosistema de pastos marinos, ya que en 12 de las 28 formaciones arrecifales del PNSAV se presentan al menos una laguna arrecifal con posibilidad de presentar praderas de pastos marinos, por lo que el verdadero potencial de este ecosistema de esta ANP es aún poco conocido.

## Literatura citada


Arellano-Méndez, L. U., J. Bello-Pineda, J. A. Aké-Castillo, H. Pérez-España y L. Martinez-Cardenas. 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 64:427-449.

Bello-Pineda, J. y M. A. Liceaga-Correa. 1998. Propuesta de un Sistema de Clasificación de Tipos de Fondo para el Parque Nacional Arrecife Alacranes Compatible con una Imagen Landsat TM. GCF1 50:191-205.

Björk, M., F. Short, E. Mcleod and S. Beer. 2008. Managing Seagrasses for Resilience to Climate Change. IUCN, Gland, Switzerland. 56 P.

Bréda, N. J., J. Sven-Erik and F. Brian. 2008. Leaf Area Index. pp. 2148-2154. *In*: Jorgesen, S. E. and B. Fath (eds.). Encyclopedia of Ecology. Academic Press: Oxford.

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. 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.

Chávez, Jr. P. S. 1988. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. Remote sensing of environment 24:459-479.

Clarke, K. R. and R. M. Warwick. 2001. A further biodiversity index applicable to species lists: variation in taxonomic distinctness. Marine ecologyprogress series 216:265-278.

CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2011. Estadisticas del Agua en México. Capítulo 2 Situación de los recursos hídricos. http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Contenido/Documentos/SINA/Capitulo_2.pdf

CONANP (Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas). 2005. Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas. http://www.conanp.gob.mx/sig/decretos/parques/sav.pdf

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. UABCS. Baja California Sur, México.

Dale, V. H. and S. M. Pearson. 1997. Change in Amazonia. pp. 400-410. *In*: Laurance, W. F. and R. O. Bierregaard (eds). Tropicalforest remnants: ecology, management and conservationof fragmented communities. University of Chicago Press. Illinois, USA.

Digital Globe (2010) - The Benefits of the 8 Spectral Bands of WorldView-2. http://www.digitalglobe.com/sites/default/files/DG-8SPECTRAL-WP.pdf (Consulta: abril 3, 2019).

Duarte, C. M. 1990. Seagrass nutrient content. Marine ecology progress series. Oldendorf 6:201-207.

Enríquez, S. and N. I. Pantoja-Reyes. 2005. Form-function analysis of the effect of canopy morphology on leaf self-shading in the seagrass *Thalassia testudinum.* Oecologia 145:234-242.

Fonseca, M. S. and S. S. Bell. 1998. Influence of physicalsetting on seagrass landscapes near Beaufort, NorthCarolina, USA. Marine Ecology Progress Series 171:109-121

Fourqurean, J. W., A. Willsie, C. D. Rose and L. M. Rutten. 2001. Spatial and temporal pattern in seagrass community composition and productivity in south Florida. Marine Biology 138:341-354.

Hill, J. and C. Wilkinson. 2004. Methods for Ecological Monitoring of Coral Reefs. Townsville: Australian Institute of Marine Science. Townsville, Australia. 117 p.

Humann, P. 1993. Reef Coral Identification-Florida Caribbean Bahamas. Deloach, N. (ed.). New World Publications, Inc., Paramount Miller Graphics, Inc., Jacksonville, Florida.

Hunter, J. 2000. Effects of season, marsh management, and waterfowl herbivory on submerged aquatic vegetation in coastal Louisiana brackish marsh ponds. M. S. Thesis. The University of Louisiana at Lafayette. Lafayette, LA, USA.

Kantún-Manzano, C. y J. A. Herrera-Silveira. 2014. Influencia de las descargas de agua subterránea en los almacenes de carbono azul en dos praderas de pastos marinos en Yucatán. pp. 470-475. En: Paz, F. y J. Wong.(eds.). 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. 642 p.

Krutak, P. R. 1998. Petrography and provenance of siliciclastic sediments, Veracruz-Anton Lizardo reefs, Mexico. Oceanographic Literature Review 9:1535.

Larkum, A. W. D., R. J. Orth and C. M. Duarte (eds.). 2006. Seagrass: biology, ecology and conservation. Springer. Dordrecht, The Netherlands. 691 p.

Liceaga-Correa, M. A., L. U. Arellano-Méndez and H. Hernández-Núñez. 2010. Efectos de los huracanes y cambio climático sobre el Caribe mexicano: Adaptabilidad de los pastos marinos. pp. 211-228. En: Botello, A. V., S. Villanueva-Fragoso, J. Gutiérrez y J. L. Rojas-Galaviz (eds.). Vulnerabilidad de las zonas costeras mexicanas ante el cambio climático. Semarnat-INE, UNAM-ICMyL, Universidad Autónoma de Campeche. México.

Lillesand, T. M., R. W. Kiefer and J. W. Chipman. 2008. Remote sensing and image interpretation. Wiley. USA. 756 p.

Linton, D. and T. Fisher (ed.). 2004. CARICOMP. Caribbean coastal marine productivity program: 1993-2003. Caribbean coas-tal marine productivity (CARICOMP) Program. 91 p.

McLeod, E, G. L. Chmura, S. Bouillon, R. Salm, M. Björk, C. M. Duarte, C. E. Lovelock, W. H. Schlesinger and B. R. Silliman. 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.

Milner, C. and R. E. Hughes. 1968. Methods for the measurement of the primarv production of grassland. IBP Handbook, No. 6. Blackwell Scientific Publications. Oxford.

Mitchell, A. W., R. G. V. Bramley and A. K. L. Johnson. 1997. Export of nutrients and suspended sediment during a cyclone-mediated flood event in the Herbert River catchment, Australia. Marine and Freshwater Research 48:79-88.

Noss, R. 2000. High-risk ecosystems as foci for consideringbiodiversity and ecological integrity in ecologicalrisk assessments. Environmental Science and Policy 3:321-332.

Ortíz-Lozano, L. D., A. Granados-Barba and I. Espejel. 2009. Ecosystemic zonification as a management tool for marine protected areas in the coastal zone: applications for the Sistema Arrecifal Veracruzano National Park, México. Oceanography and Coastal Management 52:317-323.

Penfound, W. T. and E. S. Hathaway. 1938. Plant communities in the marshlands of southeastern Louisiana. Ecological Monographs 8:1-56.

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.

Stumpf, R. P., K. Holderied and M. Sinclair. 2003. Determination of water depth with high-resolution satellite imagery over variable bottom types. Limnology and Oceanography 48:547-556.

Terrados, J. and P. Ramírez-García. 2011. Cover and edgelength to area ratio of seagrass (*Thalassia testudinum*) meadows in coral reef lagoons (Veracruz ReefSystem, Southwest Gulf of México). Aquatic ConservationMarine Freshwater Ecosystems 21:224-230.

Thorhaug, A., H. M. Poulos, J. López-Portillo, T. C. Ku and G. P. Berlyn. 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.

Zieman, J. C. and E. G. Wetzel. 1980. Productivity in seagrasses: methods and rates. pp. 87-116. *In*: Phillips, R. C. and C. P. McRoy (eds.). Handbook of Seagrass Biology. Garland STPM Press. New York.

# 2.9. Dinámica del carbono orgánico particulado en dos lagos de alta montaña tropicales, El Sol y La Luna, Nevado de Toluca, en un lapso de 18 años

**Ibarra-Morales Diana**[1]; Alcocer Javier[2]; Oseguera Luis A.[2]; Rivera-Herrera Erika M.[1]; Soria-Reinoso Ismael[1] y Fernández Rocío[2]

[1]Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México. Circuito Exterior S/N. Ciudad Universitaria, México D.F. Coyoacán 04510. México.
[2]Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Estudios Superiores Iztacala. Grupo de Investigación en Limnología Tropical. Av. de los Barrios No.1, Los Reyes Iztacala. 54090 Tlalnepantla, Estado de México, México.
Autor para correspondencia: jalcocer@unam.mx

## Resumen

El carbono inorgánico ($CO_2$) es indispensable para los productores primarios ya que lo transforman en carbono orgánico e incorporan a su biomasa que posteriormente se transfiere al resto del ecosistema. El carbono orgánico particulado (COP) suele ser aproximado mediante la evaluación de la concentración de la clorofila *a* (Clor-a), pigmento fotosintético que proporciona información valiosa sobre la productividad del ecosistema, más aún si se cuenta con un seguimiento a largo plazo ya que da una idea de la magnitud del cambio global. Se reconoce que los lagos de alta montaña son centinelas del cambio climático y cambio global. Por lo anterior, se planteó reconocer la variación del COP a partir de las concentraciones de Clor-a en los lagos El Sol y La Luna en tres periodos anuales: 2000-01, 2006-07 y 2017-18, esto es, un lapso total de 18 años. Adicionalmente se realizaron mediciones de temperatura, oxígeno disuelto, conductividad y pH. La temperatura y el oxígeno disuelto no mostraron cambios temporales significativos ($p>0.05$) ni entre lagos. El pH en El Sol aumentó 2.7 U desde 2000 hasta 2018 y 0.6 U en La Luna. La conductividad aumentó 32.6 $\mu S\ cm^{-1}$ en El Sol y disminuyó 2.4 $\mu S\ cm^{-1}$ en La Luna. La concentración de Clor-a fue en general baja ($1.7 \pm 0.9\ \mu g\ L^{-1}$ en El Sol y $0.5 \pm 0.3\ \mu g\ L^{-1}$ en La Luna) clasificando como ultraoligotrófica a La Luna y oligotrófico a El Sol. La concentración promedio de COP en el periodo 2000-2018 fue de $202.9 \pm 57.9\ \mu g\ C\ L^{-1}$ en El Sol y de $104.8 \pm 29.8\ \mu g\ C\ L^{-1}$ en La Luna. No se observaron diferencias significativas ($p>0.05$) en la concentración del COP a lo largo del tiempo en ninguno de los dos lagos.

**Palabras clave:** *COP*; *clorofila a*; *lagos alpinos*; *lagos volcánicos*; *Estado de México.*

## Abstract

Inorganic carbon ($CO_2$) is essential for primary producers since they convert it into organic carbon and incorporate it into biomass that is further transferred to the ecosystem. The particulate organic carbon (POC) can be estimated by evaluating the concentration of chlorophyll *a* (Chlor-a) which gives valuable information on the ecosystem productivity and even more so if there is a long-term follow-up since it gives an idea of the magnitude of global change. It is recognized that high mountain lakes are sentinels of climate and climate and global change. Therefore, it was proposed to recognize the variation of the concentration of the variations of POC in El Sol and La Luna lakes in three annual periods: 2000-01, 2006-07 and 2017-18, that is, in a lapse of 18 years. Additionally, measurements of temperature, dissolved oxygen, conductivity and pH were made. Temperature and dissolved oxygen showed no significant temporal changes ($p> 0.05$) or between lakes. The pH at El Sol increased 2.7 U from 2000 to 2018 and 0.6 U at La Luna. Conductivity increased 32.6 $\mu S\ cm^{-1}$ in El Sol and decreased 2.4 $\mu S\ cm^{-1}$ in La Luna. On the other hand, the concentration of Chlor-a was generally low ($1.7 \pm 0.9\ \mu g\ L^{-1}$ in El Sol and $0.5 \pm 0.3\ \mu g\ L^{-1}$ in La Luna) classifying as ultraoligotrophic to La Luna and oligotrophic to El Sol.

The average POC concentration in 2000-2018 period was de 202.9 ± 57.9 µg C $L^{-1}$ in El Sol and 104.8 ± 29.8 µg C $L^{-1}$ in La Luna. No significant differences ($p > 0.05$) were observed over time in either of the two lakes.

**Key words:** *POC*; *chlorophyll a*; *alpine lakes*; *volcanic lakes*, *Mexico state***.**

## Introducción

La cantidad de carbono orgánico (CO) disponible biológicamente en los ecosistemas es importante en todos los ambientes acuáticos (Dodds y Cole, 2007). Los productores primarios tanto bentónicos como planctónicos convierten estos cuerpos de agua en un depósito de carbono al incorporar el $CO_2$ atmosférico a su metabolismo y transformarse, finalmente, en residuos orgánicos que eventualmente quedarán retenidos en los sedimentos (Hedges *et al.* 1997). El carbono orgánico particulado (COP) forma parte de este CO (Roldán y Ramírez, 2008; Dodds y Whiles, 2010). Su dinámica en el océano y la zona costera ha sido estudiada ampliamente (p.ej., Karl *et al*. 1991; Ittekkot *et al.* 1996). Sin embargo, la información generada en cuerpos acuáticos epicontinentales es escasa; más aún, la mayoría de estos trabajos se ha realizado en lagos de la zona templada y son muy pocos los que se han efectuado en ambientes tropicales (Alcocer *et al*., 2007). Una manera de estimar las variaciones en la dinámica del COP es mediante su aproximación a través de la medición de la concentración de clorofila *a* (Clor-a) ya que se ha observado que las variaciones en estas dos variables son similares (p.e., Yurista *et al.*, 2001; Oseguera-Pérez *et al.*, 2014; Piirsoo *et al.*, 2018). Adicionalmente, entre mayor sea la duración de los estudios que se realicen, se pueden identificar cambios y/o patrones o tendencias no reconocibles en el corto plazo (Magnuson, 1999). El objetivo del presente estudio fue evaluar la variación en la concentración del COP en los lagos de alta montaña, El Sol y La Luna, empleando los valores de Clor-a medidos en tres ciclos anuales en un lapso de 18 años para reconocer su intervalo de variación, así como las tendencias temporales.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El volcán Nevado de Toluca se encuentra ubicado en el estado de México a 19°10´ N y 99°45´ O; dentro de su cráter, a una altitud de 4200 m s.n.m., se encuentran dos lagos de alta montaña: El Sol y La Luna (Figura 1), ubicados aproximadamente 200 m por encima de la línea de crecimiento arbóreo. El Sol tiene una superficie de 237 321 $m^2$, una profundidad máxima de 15 m y una profundidad promedio de 6 m, mientras que La Luna tiene una superficie de 31 083 $m^2$, una profundidad máxima de 10 m y una profundidad promedio de 5 m. La zona presenta un clima frío de tundra alta y semifrío húmedo en las faldas del volcán. La temperatura media anual es de 4.28 °C (Alcocer *et al*., 2004). La precipitación anual es de 1227 mm y la evaporación anual media es de 971 mm (Datos del periodo 1951-2010; estación 15062 Nevado de Toluca, Servicio Meteorológico Nacional).

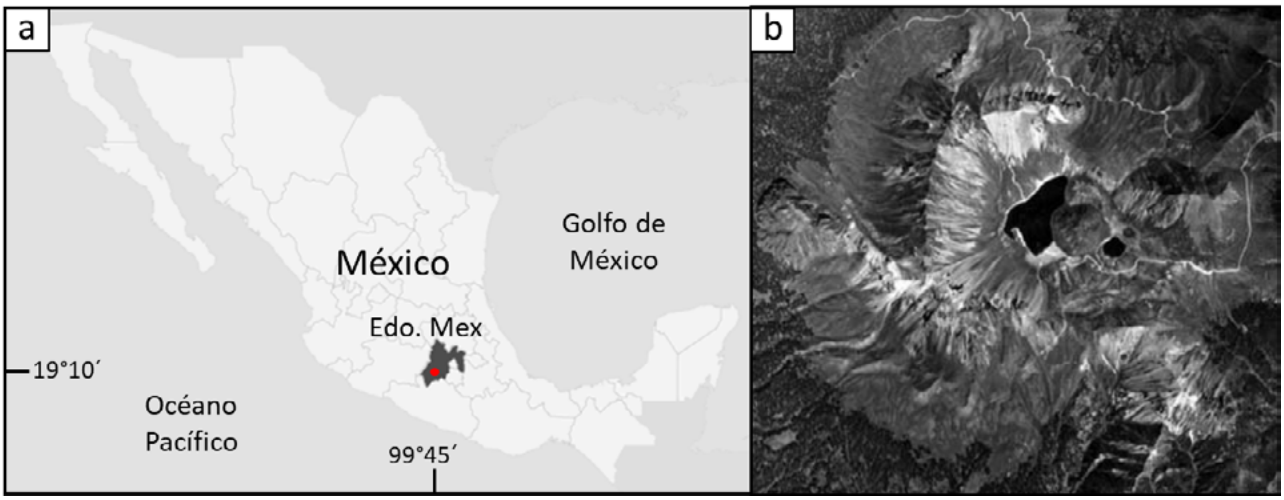



**Figura 1. a) Ubicación geográfica de los lagos cráter El Sol y La Luna, Nevado de Toluca, México (punto rojo). b) Imagen satelital (Google Earth) de los lagos El Sol (izquierda) y La Luna (derecha).**

*Métodos*

Se estableció una estación de muestreo en la zona central y más profunda de cada uno de los dos lagos. Se realizaron muestreos mensuales durante tres ciclos anuales (marzo de 2000 a marzo de 2001; agosto de 2006 a octubre de 2007 y septiembre de 2017 a septiembre de 2018). En cada salida de campo se midieron perfiles verticales *in situ* metro a metro de temperatura (T °C), oxígeno disuelto (OD), conductividad ($K_{25}$) y pH de la columna de agua utilizando para ello una sonda multiparamétrica (*Hydrolab DS4 y DS5*). Para obtener la concentración de Clor-a se obtuvieron muestras integradas de la columna de las cuales se filtraron 250 mL a través de un filtro de fibra de vidrio (*Whatman GF/F*) con apertura de poro nominal de 0.7 µm. La extracción y cuantificación de la Clor-a se realizó siguiendo el método 445.0 de Arar y Collins (1997). Las concentraciones de Clor-a fueron transformadas a COP de acuerdo al criterio de Legendre y Michaud (1999). Para las comparaciones entre ciclos y entre lagos se realizaron gráficos de caja y bigote con ayuda del programa Sigma Plot versión 12.0. Para analizar la presencia de cambios entre los tres ciclos anuales en cada uno de los parámetros, en primer lugar, se verificó si los datos se ajustaban a la distribución normal con la ayuda de las pruebas Kolmogorov-Smirnov ($n>30$) o Shapiro-Wilk ($n<30$). En las comparaciones en las que los datos se ajustaron a la normal, se analizó su homocedasticidad con la prueba F de Fisher; cuando las varianzas fueron homogéneas se realizaron por medio de *ANDEVA* con un intervalo de confianza del 95%, de lo contrario se compararon mediante la prueba *Kruskal-Wallis* con un intervalo de confianza del 95%.

## Resultados y Discusión

*Fisicoquímicos y Clor-a*

El pH en El Sol presentó un aumentó de hasta 2.7 U desde el año 2000 hasta el año 2018. La Luna mantuvo un pH ácido en todos los periodos de muestreo con valores promedio de 4.7 ± 0.4 a 5.3 ± 0.8 U a lo largo de 18 años, sin embargo, también mostró un aumento de 0.6 U en este lapso (Cuadro 1). Este aumento de pH en los lagos podría estar asociado a una disminución en la entrada de compuestos acidificantes provenientes de la quema de combustibles (p.ej., $SO_4^{2-}$, $NO_3^-$), lo cual se ha observado en numerosos lagos alrededor del mundo (Henriksen, *et al.*, 1990; Mosello, *et al.*, 1999; Rogora, *et al.*, 2001; Driscoll *et al.*, 2003; Marchetto, *et al.*, 2004) o un aumento en la entrada de compuestos

basificantes (p.ej., $NH_4^+$, $Ca^{2+}$ y $Mg^{2+}$) de sitios aledaños (Psenner, 1999; García *et al*., 2006) derivados en ocasiones de la actividad agrícola (Magaña, 2004).

La temperatura, aunque no presentó diferencias significativas temporales ($p>0.05$) ni entre los tres periodos de muestreo ni entre lagos, mostró una tendencia al alza en el promedio general. Los promedios anuales de la temperatura en El Sol fueron de 8.1 ± 1.9 a 9.6 ± 1.8 °C y en La Luna de 8.5 ± 1.7 a 9.4 ± 1.9 °C. El OD tampoco presentó diferencias significativas temporales ($p>0.05$) aunque también mostró una tendencia al alza en el promedio general; los promedios fueron de 6.6 ± 0.6 a 7.3 ± 0.7 mg $L^{-1}$ en El Sol y de 6.8 ± 0.8 a 7.0 ± 0.7 mg $L^{-1}$ en La Luna. La $K_{25}$ mostró diferencias importantes, tanto entre años como entre lagos. El Sol mostró un aumento de $K_{25}$ del primer periodo de muestreo con respecto a los dos muestreos siguientes cambiando de un promedio de 16 ± 0.7 a 58.1 ± 6.2 µS $cm^{-1}$ y posteriormente arrojando un promedio de 48.6 ± 3.8 µS $cm^{-1}$ en el último ciclo de muestreo. Por su parte La Luna presentó valores más bajos que El Sol, con promedios de 6.1 ± 2.5 a 13.7 ± 0.8 µS $cm^{-1}$ (Cuadro 1). Cabe destacar que en todos los periodos anuales El Sol presentó una mayor mineralización que La Luna ($p<0.05$), estas diferencias se deben a que El Sol presenta una mayor concentración iónica (Armienta *et al*., 2008) tal vez derivada de las diferencias de área en sus cuencas de captación (2.6 $km^2$ en El Sol y 1.1 $km^2$ en La Luna). La Clor-a no mostró cambios significativos ($p>0.05$) entre periodos de muestreo en ninguno de los dos lagos. El Sol presentó promedios de 1.7 ± 1.6 µg $L^{-1}$ en el periodo 2000-2001; 1.6 ± 0.3 µg $L^{-1}$ en el periodo 2006-2007 y 1.8 ± 0.6 µg $L^{-1}$ en el periodo 2017-2018. Los promedios anuales en la Luna fueron de 0.6 ± 0.4 µg $L^{-1}$ en el periodo 2000-2001; 0.4 ± 0.4 µg $L^{-1}$ en el periodo 2006-2007 y 0.5 ± 0.3 µg $L^{-1}$ en el periodo 2017-2018. El análisis estadístico entre las concentraciones medidas en los lagos El Sol y La Luna arrojó que existen diferencias significativas entre los valores de Clor-a ($p<0.05$). En todos los años se presentó una diferencia ≥1.2 µg $L^{-1}$ entre los lagos. De acuerdo con El-Serehya *et al.* (2018) El Sol está en la categoría de lagos oligotróficos ya que este presentó promedios menores a 2.5 µg Clor-a $L^{-1}$ y valores mensuales no superiores a 8 µg Clor-a $L^{-1}$ en los tres periodos de muestreo. La Luna, de acuerdo a la misma clasificación, está en la categoría de lagos ultraoligotróficos ya que sus promedios fueron menores a 1 µg Clor-a $L^{-1}$ y sus valores mensuales no excedieron los 2.5 µg Clor-a $L^{-1}$ durante los tres periodos de muestreo (Cuadro 1).

**Cuadro 1. Valores mínimos (Mín), máximos (Máx), promedios anuales (Prom) y desviación estándar (d.e.) de los lagos El Sol y La Luna en los periodos anuales 2000-2001, 2006-2007 y 2017-2018.**

| Valores | Mín | Máx | Prom | d.e. | Mín | Máx | Prom | d.e. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Lago/periodo | | El Sol 00-01 | | | | La Luna 00-01 | | |
| pH | 4.9 | 6.1 | 5.3 | 0.2 | 4.5 | 5.6 | 4.7 | 0.4 |
| T °C | 5.2 | 10.8 | 9.2 | 1.5 | 5.7 | 10.9 | 8.5 | 1.7 |
| OD | 5.8 | 7.7 | 6.6 | 0.6 | 5.9 | 8.6 | 6.8 | 0.8 |
| $K_{25}$ | 14.6 | 17.7 | 16.0 | 0.7 | 12.6 | 15 | 13.7 | 0.8 |
| Clor-a | 0.2 | 5.1 | 1.7 | 1.6 | 0.3 | 1.1 | 0.6 | 0.4 |
| Lago/periodo | | El Sol 06-07 | | | | La Luna 06-07 | | |
| pH | 5.7 | 8.8 | 6.2 | 0.1 | 4.6 | 6.6 | 5.1 | 0.2 |
| T °C | 3.8 | 10.3 | 8.1 | 1.9 | 4.5 | 19.3 | 8.7 | 1.6 |
| OD | 6.2 | 8.5 | 7.3 | 0.7 | 6.2 | 8.6 | 7.0 | 0.7 |
| $K_{25}$ | 44.0 | 65.7 | 58.1 | 6.2 | 3.4 | 10.6 | 6.1 | 2.5 |
| Clor-a | 0.7 | 2.2 | 1.6 | 0.5 | 0.2 | 0.9 | 0.4 | 0.2 |
| Lago/periodo | | El Sol 17-18 | | | | La Luna 17-18 | | |
| pH | 5.2 | 9.6 | 8.0 | 1.4 | 4.0 | 7.0 | 5.3 | 0.8 |
| T°C | 6.1 | 11.9 | 9.6 | 1.8 | 5.8 | 11.9 | 9.4 | 1.9 |

| Valores | Mín | Máx | Prom | d.e. | Mín | Máx | Prom | d.e. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| OD | 6.3 | 8.6 | 7.6 | 0.6 | 6.3 | 7.5 | 6.9 | 0.3 |
| $K_{25}$ | 41.0 | 55.6 | 48.6 | 3.8 | 9.7 | 12.9 | 11.3 | 0.8 |
| Clor-a | 1.1 | 3.0 | 1.8 | 0.6 | 0.1 | 1.2 | 0.5 | 0.3 |

TºC = temperatura, OD = oxígeno disuelto (mg $L^{-1}$), $K_{25}$ = conductividad eléctrica estandarizada a 25ºC (µS $cm^{-1}$), Clor-a = Clorofila *a* (µg $L^{-1}$.

*COP fitoplanctónico en El Sol*

El periodo que mostró mayores variaciones estacionales es el que comprende del año 2000 al 2001 el cual presenta los valores más bajos en los meses de marzo a julio de 2000 y un aumento importante en los meses de septiembre y octubre de 2000 (Figura 2a). El resto de los valores del periodo 2000-2001 se mantuvo dentro del rango de 150 a 250 µg C $L^{-1}$. El segundo y el tercer ciclo de muestreo presentaron dinámicas estacionales diferentes, sin embargo, con valores similares. En el periodo 2006-2007 el mínimo fue de 132.5 µg C $L^{-1}$, el máximo de 239.8 µg C $L^{-1}$ y el promedio de 202.8 ± 33.6 µg C $L^{-1}$. En el periodo 2017-2018 el mínimo fue de 172.3 µg C $L^{-1}$, el máximo de 284.6 µg C $L^{-1}$ y el promedio de 214.3 ± 33.9 µg C $L^{-1}$. El análisis estadístico arrojó que no existe diferencia significativa entre ninguno de los tres periodos de muestreo ($p>0.05$; Figura 2 b). Los valores de COP, así como la relación de éste con la concentración de Clor-a, coinciden con lo reportado por Yurista *et al*. (2001), es decir, valores entre 100 y 200 µg C $L^{-1}$ correspondientes a concentraciones por debajo de 2.5 µg Clor-a $L^{-1}$.

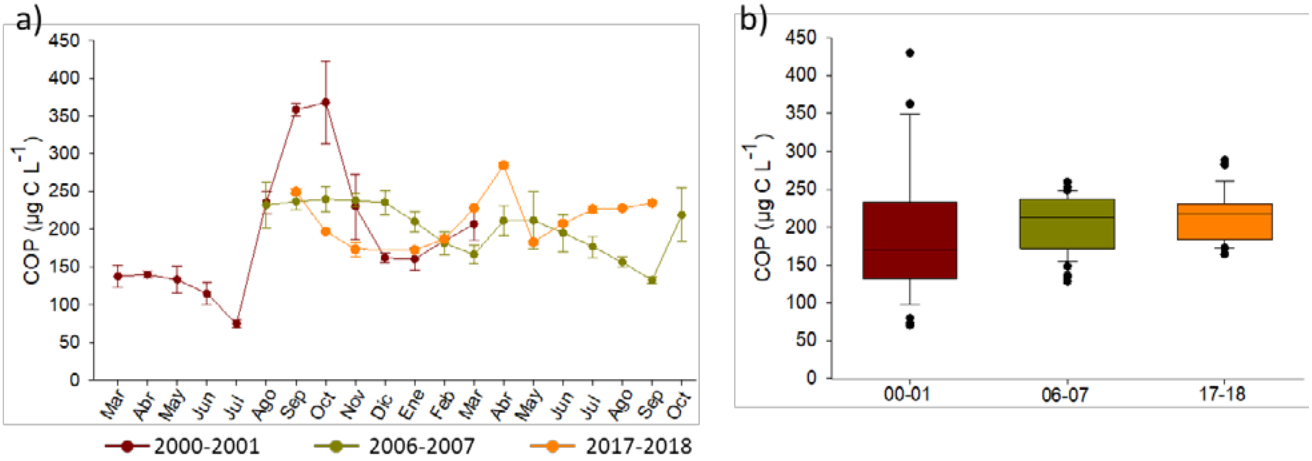



**Figura 2. a) Dinámica anual de la concentración del COP fitoplanctónico en el lago El Sol en los periodos anuales 2000-2001, 2006-2007 y 2017-2018. b) Gráficas de caja y bigote de la concentración de COP fitoplanctónico en el lago El Sol, Nevado de Toluca, en los periodos anuales 2000-2001, 2006-2007 y 2017-2018.**

*COP fitoplanctónico en La Luna*

Las dinámicas de los tres periodos de muestreo fueron muy similares y mostraron los mayores valores entre marzo y mayo (Figura 3a). En el periodo de muestreo 2000-2001 se observó un rango de 86.2 a 170.1 µg C $L^{-1}$ con un promedio de 116.7 ± 25.4 µg C $L^{-1}$. En el periodo 2006-2007 el rango observado fue de 67.4 a 149.4 µg C $L^{-1}$ con un promedio de 95.3 ± 20.4 µg C $L^{-1}$. En el periodo 2017-2018 el rango fue de 56.7 a 177.6 µg C $L^{-1}$ con un promedio de 103.9 ± 37.9 µg C $L^{-1}$. Al igual que en El Sol, el análisis estadístico no arrojó diferencias significativas entre periodos anuales ($p>0.05$; Figura 3b). Al igual que El Sol, la relación entre la concentración de COP y de Clor-a es similar a lo observado por Yurista *et al*., (2001), donde concentraciones promedio de 0.5 µg Clor-a $L^{-1}$ corresponden a valores promedio entre 80 y 100 µg C $L^{-1}$.

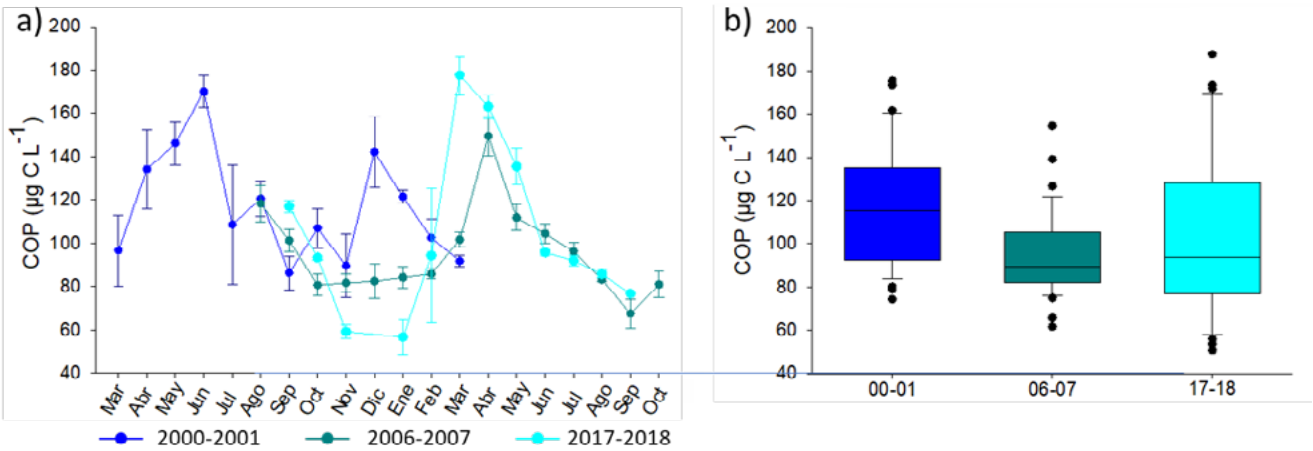



**Figura 3. a) Dinámica anual de la concentración del COP fitoplanctónico en el lago La Luna, Nevado de Toluca, en los periodos anuales 2000-2001, 2006-2007 y 2017-2018. b) Gráficas de caja y bigote del COP fitoplanctónico en el lago La Luna en los periodos anuales 2000-2001, 2006-2007 y 2017-2018.**

*COP fitoplanctónico entre lagos*

El análisis estadístico entre las concentraciones medidas en los lagos El Sol y La Luna arrojó que existen diferencias significativas entre los valores de COP ($p<0.05$). En todos los años se presentó una diferencia ≥76.2 µg C $L^{-1}$ entre los lagos (Figura 4).

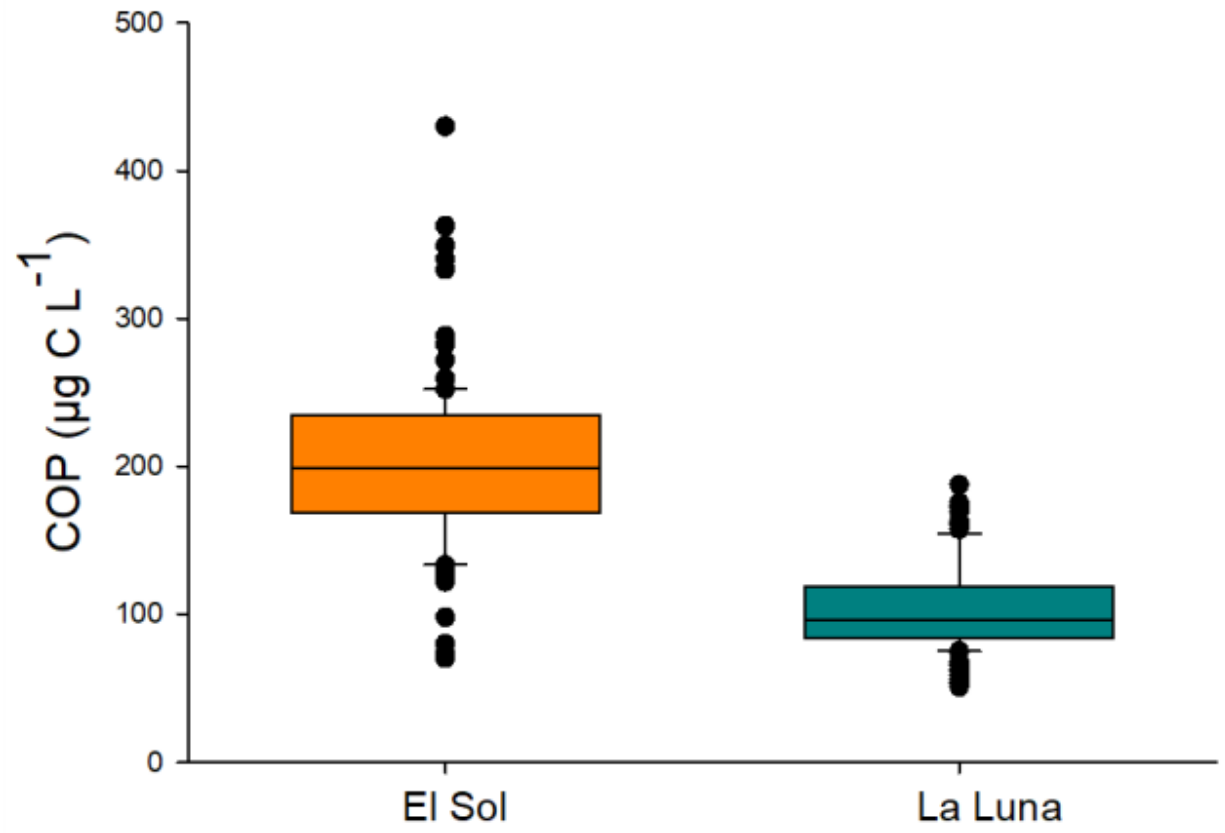



**Figura 4. Diagramas de caja y bigote de la concentración de COP fitoplanctónico del periodo 2000-2018 en los lagos El Sol y La Luna, Nevado de Toluca.**

Existe muy poca información con respecto a las concentraciones de COP en los ambientes tropicales, sin embargo, un estudio realizado por Alcocer *et al.* (2017) en cuerpos de agua tropicales revela que existe una diferencia de hasta 5 veces en la concentración de COP entre lagos oligotróficos y eutróficos por lo que inicialmente se puede inferir, de acuerdo a la oligotrofia presentada en El Sol y La Luna, que estos lagos presentarán concentraciones bajas de COP con respecto a otros ambientes lacustres tropicales con una productividad mayor lo cual concuerda con lo observado en 16 sitios del lago Kentucky por Yurista *et al*. (2001) y lo registrado por Oseguera-Pérez *et al.*, 2014 en el lago oligotrófico Alchichica, México.

## Conclusiones

Los lagos El Sol y La Luna presentaron concentraciones de COP fitoplanctónico de 70.2 a 430.1 µg C $L^{-1}$ (202.9 ± 57.9 µg C $L^{-1}$) para El Sol y de 50.9 a 187.6 µg C $L^{-1}$ (104.8 ± 29.8 µg C $L^{-1}$) para La Luna. Las concentraciones son bajas correspondientes a lagos de este tipo (de alta montaña) derivado de la baja productividad de sus aguas (ultraoligo- a oligotróficas). No se encontraron variaciones ni tendencias de cambio estadísticamente significativas en las concentraciones de COP fitoplanctónico en ninguno de los dos lagos en el lapso de 18 años (2000-2018).

## 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)”. Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, CONACyT, por la beca otorgada para la realización de este proyecto. A la M. en C. Daniela Cortés Guzmán y al M. en C. Daniel Cuevas Lara por el apoyo realizado en el trabajo de campo para la obtención de las muestras.

## Literatura citada


Alcocer, J., D. P. López-Anaya y L. A. Oseguera. 2007. Dinámica del carbono orgánico particulado en un lago tropical profundo. pp. 239-247. En: Hernández-de la Torre, B. y G. Gaxiola-Castro (eds.). Carbono en ecosistemas acuáticos de México. Instituto Nacional de Ecología y SEMARNAT. México, D. F.

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

Alcocer, J., L. A. Oseguera, y E. Escobar, 2017. 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.

Arar, E. J. and G. B. Collins. 1997. Method 445.0 In vitro determination of chlorophyll a and pheophytin a in marine and freshwater algae by fluorescence. U.S. Environmental Protection Agency, Washington, DC. 22 p.

Armienta, M. A., G. Vilaclara, S. De la Cruz-Reyna, S. Ramos, N. Ceniceros, O. Cruz, A. Aguayo and F. Arcega-Cabrera, 2008. Water chemistry of lakes related to active and inactive Mexican volcanoes. Journal of Volcanology and Geothermal Research 178:249-258.

Dodds, W. K. and J. J. Cole. 2007. Expanding the concept of trophic state in aquatic ecosystems: it´s not just the autotrophs. Aquatic Sciences 69:427-439.

Dodds, W. K. and M. R. Whiles. 2010. Freshwater Ecology: Concepts and Environmental Applications of Limnology. 2nd ed. Academic Press. 829 p.

Driscoll, C. T., K. M. Driscoll, K. M. Roy and M. J. Mitchell. 2003. Chemical Response of Lakes in the Adirondack Region of New York to Declines in Acidic Deposition. Environmental Science and Technology 37:2036-2042.

El-Serehya, H. A., H. S. Abdallah, F. A. Al-Misned, R. Irshad, S. A. Al-Farraj and E. S. Almalki, 2018. Aquatic ecosystem health and trophic status classification of the Bitter Lakes along the main connecting link between the Red Sea and the Mediterranean. Saudi Journal of Biological Sciences 25:204-212.

García R., C. del Torres, H. Padilla, R. Belmont, E. Azpra, F. Arcega-Cabrerab and A. Báez, 2006. Measurement of chemical elements in rain from Rancho Viejo, a rural wooded area in the State of Mexico, Mexico. Atmospheric Environment 40:6088–6100.

Hedges J. I., R. G. Keil and R. Benner, 1997. What happens to terrestrial organic matter in the ocean? Organic Geochemistry 27:195–212.

Henriksen, A., E. Joranger and A. Semb, 1990. The contribution of nitrogen to acidification. The National Environmental Monitoring Programme Report 408/90, State Pollution Control Authority, Oslo.

Ittekkot, V., P. Schäfer, S. Honjo and P. J. Depetris, 1996. Particle Flux in the Ocean. Wiley. 396 p.

Karl, D. M., D. V. Hebel and C. Winn, 1991. Procedures for particulate carbon, nitrogen, phosphorus and total mass analysis used in the US-JGOFS Hawaii ocean timeseries program. pp. 71-77. *In*: Hurd, D. C. and D. W. Spencer (eds.). Marine particles: analysis and characterization. American Geophysical Union. Washington DC.

Legendre, L. and J. Michaud, 1999. Chlorophyll a to estimate the particulate organic carbon available as food to large zooplankton in the euphotic zone of oceans. Journal of Plankton Research 21:2067–2083.

Magaña, V. 2004. El cambio climático global: comprender el problema. pp. 17-27. En: Martínez, J. y A. Fernández (eds.) Cambio climático, una visión desde México. INE-SEMARNAT México, DF.

Magnuson, J. J. 1999. Long-term ecological research and the invisible present. BioScience 40:495-501.

Marchetto, A., A. Lami, S. Musazzi, J. Massaferro, L. Langone and P. Gullizzoni. 2004. Lake Maggiore (N. Italy) trophic history: fosil diatom, plant pigments, and chironomids, and comparison with long-term limnological data. Quaternary International 11:97-110.

Mosello, R., A. Marchetto, M. C. Boggero, G. A. Brizzio Tartari and M. Rogora, 1999. Pluriannual evolution of the hydrochemistry of two alpine lakes (Lake Paione Inferiore and Lake Paione Superiore, Ossola Valley) in relation to atmospheric loads. Journal of Limnology 58:43-49.

Oseguera-Pérez, L. A., J. Alcocer y B. Hernández-Hernández, 2014. Variación del flujo de carbono orgánico particulado en un lago oligotrófico con dominancia de fitoplancton de talla grande. pp. 328-334. En: Pellat, F., J. Wong-González, M. Bazan y V. Saynes (eds). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2013 Programa Mexicano del Carbono A.C., Texcoco, Estado de México, México.

Piirsoo, K., A. Laas, P. Meinson, P. Nõges, P. Pall, M. Viik, S. Vilbaste and T. Nõges, 2018. Changes in particulate organic matter passing through a large shallow lowland lake. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. 67(1):93-105.

Psenner, R. 1999. Living un a dusty world: Airborne dust as a key factor for alpine lakes. Water, Air and Soil Pollution 112:217-227.

Rogora, M., A. Marchetto and R. Mosello, 2001. Trends in the chemistry of atmospheric deposition and surface waters in the Lago Maggiore watershed. Hydrology and Earth System Sciences 5:379-390.

Roldán, G. y J. Ramírez, 2008. Fundamentos de Limnología Neotropical. 2da. ed. Universidad de Antioquia. Colombia. 440 p.

Yurista, P. M., K. Johnston, G. Rice, G. W. Kipphut and D. S. White, 2001. Particulate Organic Carbon Patterns in a Mainstem Reservoir, Kentucky Lake, USA. Lake and Reservoir Management. 17:330-340.

# 2.10. Variabilidad espacial del sistema del $CO_2$ en Bahía de los Ángeles en condiciones de verano

**Uribe-López Alicia G.**[1b]; Norzagaray-López C. Orión[1a]; Hernández-Ayón J. Martín[1a]; Valdivieso-Ojeda Jacob[1a]; Santander-Cruz Jonatan[1a]; Mejía-Trejo Adán[1a]; Martínez Luz[1b] y Chapa-Balcorta Cecilia[3]

[1]Instituto de Investigaciones Oceanológicas[a] y Facultad de Ciencias Marinas[b], Universidad Autónoma de Baja California. Carretera Transpeninsular Ensenada - Tijuana No. 3917, CP 22860, Ensenada, Baja California.
[2]Universidad del Mar, Ciudad Universitaria, Puerto Ángel, San Pedro Pochutla, Oaxaca.
Autor para correspondencia: orion.norzagaray@uabc.edu.mx

## Resumen

El factor dominante en la dinámica del sistema del $CO_2$ en la región de las Grandes Islas del Golfo de California es la mezcla vertical debida a mareas y viento, proceso que acarrea agua de fondo a la superficie; dicha agua presenta elevadas concentraciones de carbono inorgánico disuelto y baja temperatura. A pesar de que se han publicado estudios que han descrito la dinámica del $CO_2$ y los procesos que la controlan en la zona costera de ciertas regiones de México, estos estudios siguen siendo escasos. En este trabajo se consideraron dos objetivos: (1) valorar el desempeño de un equipo para medir directamente la fracción molar del $CO_2$ ($xCO_2$; ppm del agua de mar, y (2) describir los procesos locales que controlan la $pCO_2$ a lo largo de un transecto durante condiciones de verano en Bahía de los Ángeles. Los resultados permitieron demostrar que los gases estándar (*i.e.*, aire comprimido y aire libre de $CO_2$) funcionan adecuadamente para calibrar valores medidos *in situ*, con un error de ± 11.6 ppm (± 2.3%), así como definir Bahía de los Ángeles como una potencial fuente de $CO_2$ a la atmósfera.

**Palabras clave:** *sistema del $CO_2$*; *Bahía de los Ángeles*; *$pCO_2$*; *flujos de $CO_2$.*

## Abstract

The dominant factor in the $CO_2$ system dynamics in the Midriff Islands region of the Gulf of California is the vertical mixing due to tides and winds, processes that transport subsurface water, a cold and $CO_2$-rich water, to surface. Despite several studies have described the $CO_2$ dynamics and their control processes in certain regions of Mexico, these studies remain scarce. The two main objectives of this work were: (1) assess the performance of a portable system to quantify the $CO_2$ mole fraction ($xCO_2$; ppm) of seawater, and (2) describe the local processes controlling $pCO_2$ along a transect in summer conditions in Bahía de los Ángeles. The results show that standard gasses (*i.e.*, compressed air and $CO_2$-free air) work properly to calibrate $xCO_2$ measured *in situ* values, with a calculated error of ± 11.6 ppm (± 2.3%), as well as to define Bahía de los Ángeles as a potential source of $CO_2$ to the atmosphere.

**Key words:** *$CO_2$ system*; *Bahía de los Ángeles*; *$pCO_2$*; *$CO_2$ fluxes.*

## Introducción

Bahía de los Ángeles (BLA) es considerada un laboratorio natural para estudios acerca de la influencia de la acidificación del océano en organismos marinos (Uribe-López *et al.*, 2018). Además, presenta características particulares, como la presencia de procesos de surgencias costeras, debido principalmente a una fuerte mezcla inducida por vientos, amplios ciclos de marea y su comunicación con el Golfo de California, en donde suceden varios procesos de mezcla por los cambios batimétricos y la presencia de islas. BLA es una bahía relativamente somera (entre 15 y 50 m; Carta Náutica Raster BSB, 2005) que se

encuentra en comunicación con el Canal de Ballenas (CB), en la región de las Grandes Islas del Golfo de California (RGI), donde se presentan profundidades de hasta 2000 m. La intensa mezcla vertical en esta región, sumada a su topografía, promueven la formación de lo que se puede describir como una surgencia constante debido al transporte vertical de agua subsuperficial hacia la superficie del océano, con características de baja temperatura, elevadas concentraciones de nutrientes, alto contenido de carbono inorgánico disuelto (DIC), y bajo pH (Martínez-Díaz de León *et al.*, 2006; Hernández-Ayón *et al.*, 2007; Hernández-Ayón *et al.*, 2013).

Si bien se han publicado estudios que han descrito la dinámica del $CO_2$ y los procesos que la controlan en la zona costera de ciertas regiones de México (Oliva-Méndez, 2012; Chapa-Balcorta *et al.*, 2015; Ávila-López *et al.*, 2016; Norzagaray-López *et al.*, 2017), estos estudios siguen siendo escasos, especialmente en ambientes considerados prístinos. Es por esto que en este trabajo se eligió a BLA como caso de estudio, considerando dos objetivos: (1) valorar el desempeño de un equipo para medir directamente la $xCO_2$ (fracción molar del $CO_2$) del agua de mar, y (2) describir los procesos locales que controlan la presión parcial del $CO_2$ ($pCO_2$) a lo largo de un transecto durante condiciones de verano. Generar esta información es relevante para el conocimiento del sistema del $CO_2$, ya que aquí se evaluará el uso de mediciones directas de $pCO_2$ en zonas costeras, así como aportar datos relevantes y de calidad sobre el sistema del $CO_2$ para BLA, región costera poco estudiada con respecto al sistema de los carbonatos y que es influenciada por procesos de surgencias, la cual, a su vez, pudiera estar actuando como fuente de $CO_2$ hacia la atmósfera estacionalmente.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

BLA se encuentra limitada al norte por Punta La Gringa (29°2´ N, 113°33´ W; Figura 1), al sur por Punta Roja (28°57´ N, 113°29´ W), al oeste por la península de Baja California, y al este por diez islas que la separan del CB. BLA cuenta con una orientación noroeste-sureste y mide aproximadamente 16 km de largo por 6.4 km en su parte más ancha (Amador-Buenrostro *et al*., 1991). El factor dominante en la dinámica del sistema del $CO_2$ en la RGI del GC es la mezcla vertical debida a mareas y viento (Hidalgo-González *et al.*, 1997), proceso que acarrea agua de fondo a la superficie; dicha agua presenta elevadas concentraciones de nutrientes, alto contenido de DIC y baja temperatura (Hernández-Ayón *et al.*, 2013). A pesar de la protección de las islas, BLA está ampliamente comunicada con el CB. El patrón de circulación local fue descrito por Amador-Buenrostro *et al.* (1991) reportando dos escenarios de circulación local: (1) un escenario donde la circulación es influenciada por el viento durante el invierno, y (2) un escenario sin la influencia del viento en verano.

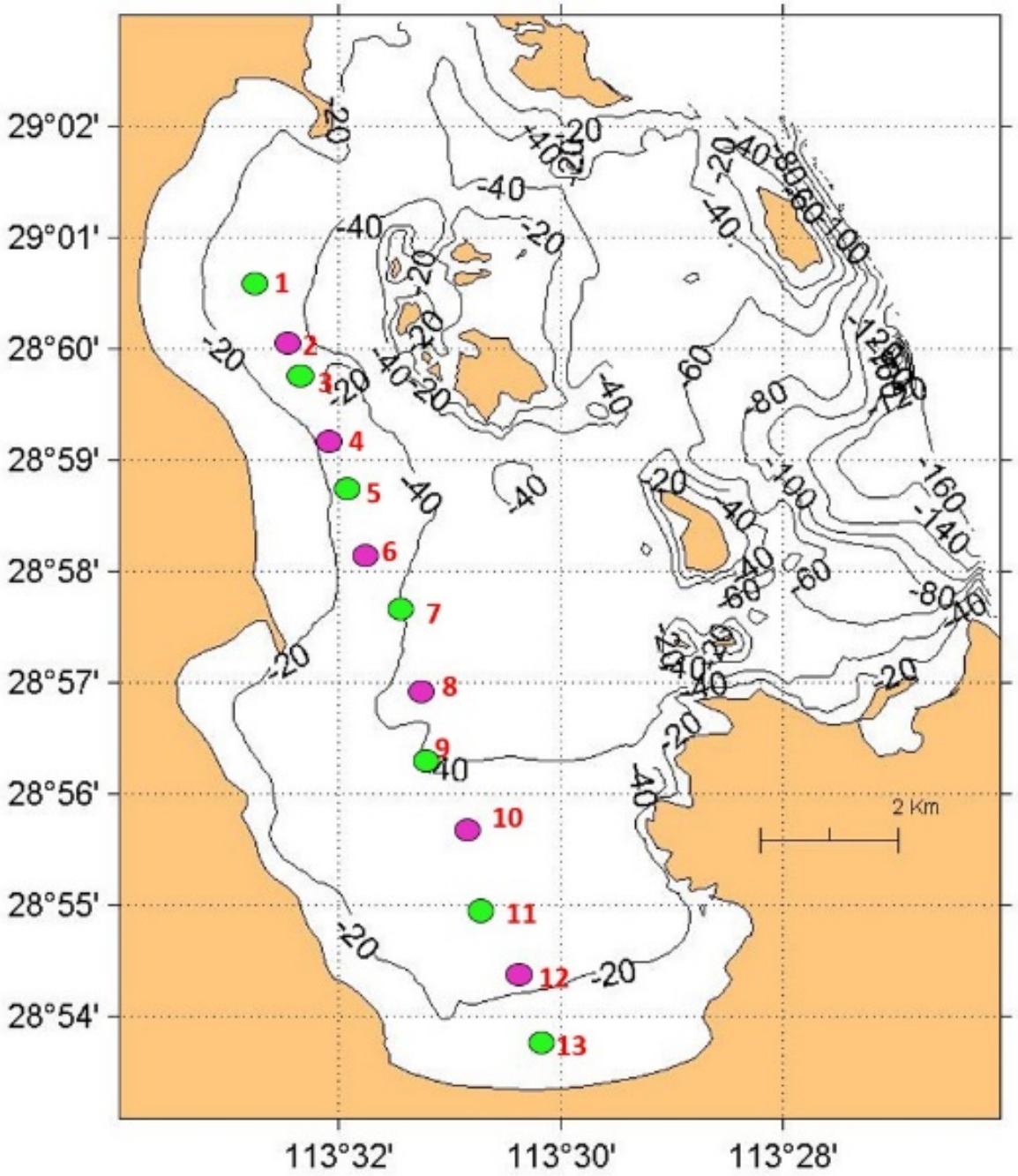



**Figura 1. Localización de Bahía de los Ángeles, Baja California. Se muestra además el transecto de estaciones para colecta de muestra discretas de agua de mar en superficie y fondo (puntos verdes).**
Los puntos rosas muestran los sitios donde se recolectaron solo muestras discretas en superficie, así como mediciones directas de $pCO_2$ con el sistema portátil. Las isóbatas representan la profundidad de la bahía en m. Modificado de Carta Náutica Raster BSB. 2005. Secretaría de Marina.

### *Recolecta de agua de mar y análisis de variables del sistema del $CO_2$*

Con el fin de evaluar el desempeño (*i.e.*, la precisión y exactitud) de un equipo portátil para medir la $xCO_2$ directamente en campo, así como para contrastar estos resultados con la variabilidad espacio-temporal del sistema del $CO_2$ en BLA se realizó un muestreo a lo largo de la bahía el 29 de agosto de 2018, durante el cual se realizaron dos actividades: (1) recolección de muestras discretas para medir variables del sistema del carbono (*i.e.*, AT, DIC, pH) con el propósito de determinar la $pCO_2$, y

simultáneamente, (2) realizar mediciones directas de la $xCO_2$ de la superficie del mar con un sistema de medición portátil.

A cada muestra discreta se le midió la temperatura *in situ* usando un termómetro digital (± 0.01 °C; YSI). En el laboratorio, a las muestras se les midió el carbono inorgánico disuelto (DIC; µmol $kg^{-1}$) por coulometría (CM5014, UIC), la alcalinidad total (AT; µmol $kg^{-1}$) por medio de titulación con celda abierta (Hernández-Ayón *et al*., 2007), el pH por espectrofotometría (USB 4000; Ocean Optics) y la salinidad (promedio global = 35.0 ± 0.2 ups; ± 0.1 ups). Para medir la $xCO_2$ se usó un equipo infrarrojo *NDRI* (LI-840A; LICOR), el cual mide con una frecuencia de dos segundos.

*Análisis de datos*

Con el fin de evaluar el desempeño (*i.e.*, precisión y exactitud) del sistema de $xCO_2$ portátil (LICOR) para la zona costera, se llevaron a cabo regresiones lineales simples entre las mediciones directas de $xCO_2$ obtenidas con el equipo LICOR 840-A (variable independiente) y las mediciones indirectas de $pCO_2$ y $xCO_2$ obtenidas de muestras discretas (calculadas a partir de AT, DIC, pH, profundidad, salinidad y temperatura; variable dependiente).

Posteriormente, se calculó la diferencia de $pCO_2$ entre el aire y el agua ($\Delta pCO_2$ = $pCO_2$ agua - $pCO_2$ atmósfera) para evaluar si la superficie del mar en BLA actúa potencialmente como fuente o sumidero de carbono (Figura 2). Los valores de $pCO_2$atmosféricos fueron obtenidos del monitoreo de $CO_2$ del Observatorio de Mauna Loa (http://scrippsco2.ucsd.edu/data/atmospheric_co2).

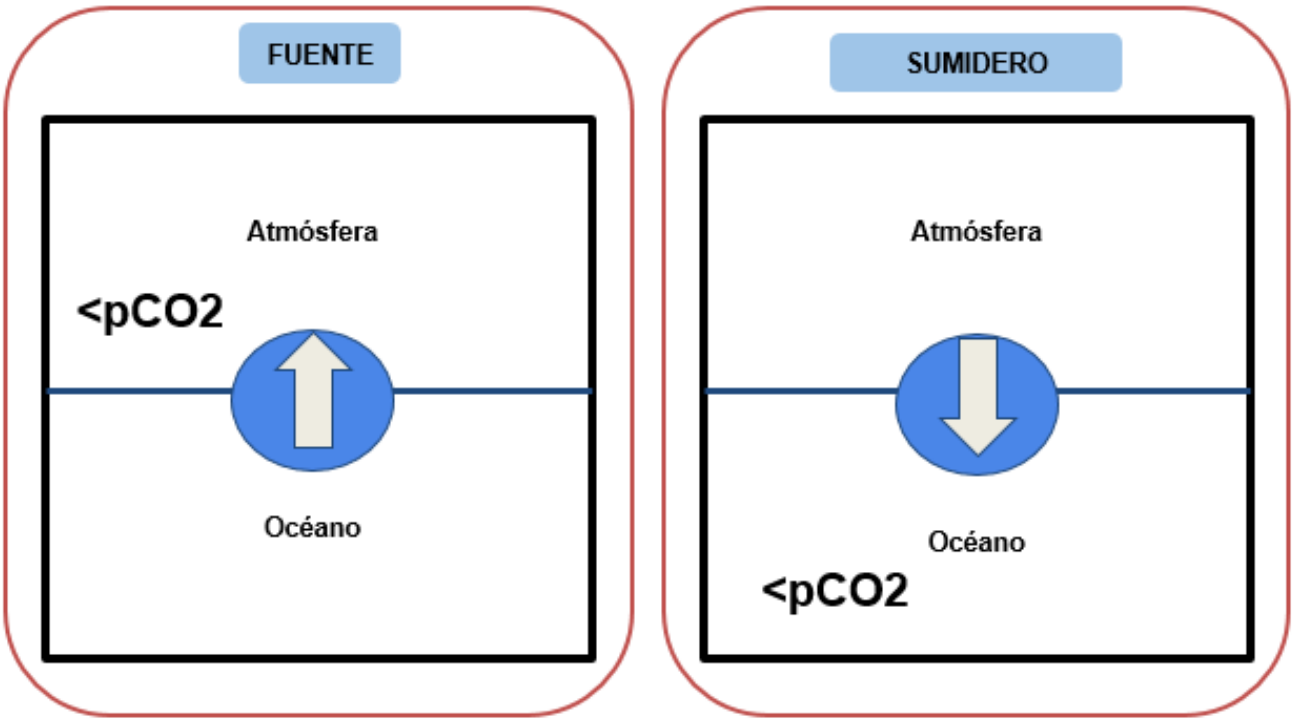



**Figura 2. Esquema indicando la dinámica de la $pCO_2$ y la interpretación del $\Delta pCO_2$. La línea negra continua señala la interfase océano-atmósfera.**
La flecha blanca señala la dirección del flujo considerando la presión parcial del $CO_2$. Si la $pCO_2$ es menor en la atmósfera que en el océano, el flujo es positivo, representando al océano como una fuente de $CO_2$ hacia la atmósfera. En un escenario contrario (si la $pCO_2$ es menor en el océano) el flujo es negativo, representando un sumidero de $CO_2$.

## Resultados y Discusión

*Evaluación de un sistema de medición de la presión parcial del $CO_2$ ($pCO_2$)*

Durante el transecto, se realizaron 4 eventos de calibración interna del sistema de medición de $xCO_2$. Un evento consistía en la medición de tres gases: (1) aire de la atmósfera, (2) un valor de cero (*i.e.*, aire de la atmosfera libre de $CO_2$ usando un filtro con cal sodada) y (3) el valor del gas estándar. Para el caso de las mediciones del aire de la atmósfera y el valor de cero, se usó un disecador para remover el vapor de agua. Estos eventos se repetían cada hora automáticamente (frecuencia predeterminada en el software del fabricante, MBARI). Para la calibración se consideraron solo aquellas mediciones de gases con valores de $CO_2$ conocidos, esto es, la medición del valor cero y del gas estándar (0 y 475 ppm, respectivamente).

En total, se evaluaron cuatro métodos de calibración usando estos valores conocidos, en donde se compararon los datos medidos contra los observados mediante una regresión lineal: (*a*) una regresión global de los cuatro eventos; (*b*) regresiones entre eventos de calibración interna usando gases; (*c*) el *offset* calculado en el apartado previo, y (*d*) el *offset* más la deriva entre cada uno de los eventos (*delta* entre valores estándar medidos en cada episodio).

Finalmente, se eligió a la opción de calibración *a*, la regresión lineal general, ya que esta regresión se ajusta a un mayor número de datos (mayor tamaño de muestra), y presenta mejor relación entre las mediciones *in situ* y las previamente conocidas. Además, el número de datos incluidos del transecto es mayor con esta opción, ya que no excluye datos previos ni posteriores a los eventos de calibración con gases estándar. Se obtuvo la siguiente ecuación:

$$y = 1.48\,x\,(\pm\,0.003) + 2.23\,(\pm\,0.712);\ p < 0.05,\ \mathrm{n} = 8 \qquad \text{(Ec. 1)}$$

donde, $x$ es el dato crudo medido por el sistema portátil para medir $xCO_2$. La regresión presentó un coeficiente de correlación ($r$) de 0.99, un coeficiente de determinación ($r^2$) del mismo valor, y valores $p$ <0.05 para el intercepto, pendiente y modelo de regresión, por lo cual se consideró estadísticamente significativa.

Como segunda parte, los datos de AT, pH, DIC y salinidad de las muestras superficiales recolectadas en las 13 estaciones incluidas en el transecto fueron usados en el cálculo de la $pCO_2$ usando distintos pares de variables del sistema del $CO_2$ (DIC-AT, pH-DIC y pH-AT. Se presentó un desplazamiento (*i.e.* diferencia en $pCO_2$ calculada) de los pares pH-AT y pH-DIC de 105 (± 17) y 117 (± 20) µatm, respectivamente, a lo largo de las 13 estaciones.

Posteriormente, se graficaron las tres regresiones (Figura 3), para comparar el ajuste en el gráfico. Tomando en cuenta la dispersión de los datos en la gráfica 7, se puede concluir que los datos medidos en campo resultan muy similares a los calculados con muestras discretas de DIC-AT. De acuerdo con lo que indica la Figura 3, la pareja pH-AT resulta la mejor opción, debido a que el modelo lineal propuesto se ajusta a un mayor número de datos. Sin embargo, considerando el gráfico, los valores de $pCO_2$ obtenidos con la pareja DIC-AT se asemejan más a los datos de campo, además de que no presenta el desplazamiento de 105 y 117 µatm antes mencionado ($pCO_2$ calculado con pares pH-AT y pH-DIC, respectivamente).

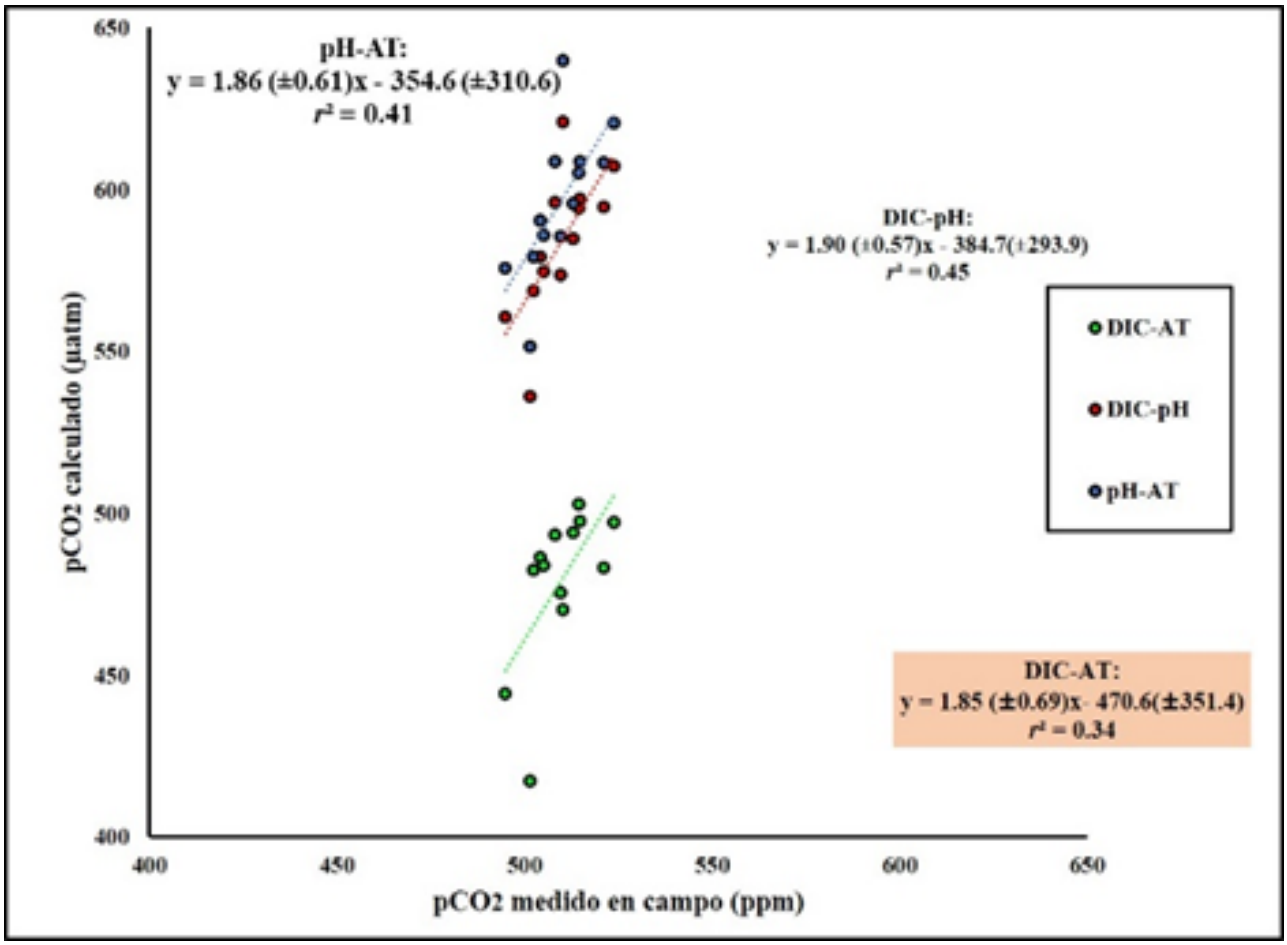



**Figura 3. Diagrama de dispersión de mediciones directas de $xCO_2$ en campo (ppm) contra valores de $pCO_2$ calculado a partir de muestras discretas (µatm) usando diversos pares de variables del sistema del $CO_2$.**
Se muestra la línea de regresión del modelo propuesto (línea discontinua), la ecuación lineal propuesta, y el coeficiente de determinación de los datos ($r^2$).

*Variabilidad espacial*

El equipo portátil permitió medir valores de $xCO_2$ a lo largo de un transecto con error de ± 11 ppm (± 2.3%), valor cercano a la incertidumbre asociada a los valores $xCO_2$ calculados para las muestras discretas (considerando en su cálculo un error de ± 3 µmol $kg^{-1}$ en el DIC). Los valores calculados de $pCO_2$ con el par DIC-AT resultaron muy similares a los medidos en campo con el sistema portátil (Figura 4), y fueron elegidos para realizar una segunda calibración a los datos *in situ.* En este trabajo, los datos de $pCO_2$ medidos *in situ* promediaron 474 ± 17 µatm, mientras que los datos calculados promediaron 479 ± 24 µatm (usando DIC y AT), 584 ± 22 µatm (usando DIC y pH) y 596 ± 22 µatm (pH-AT).

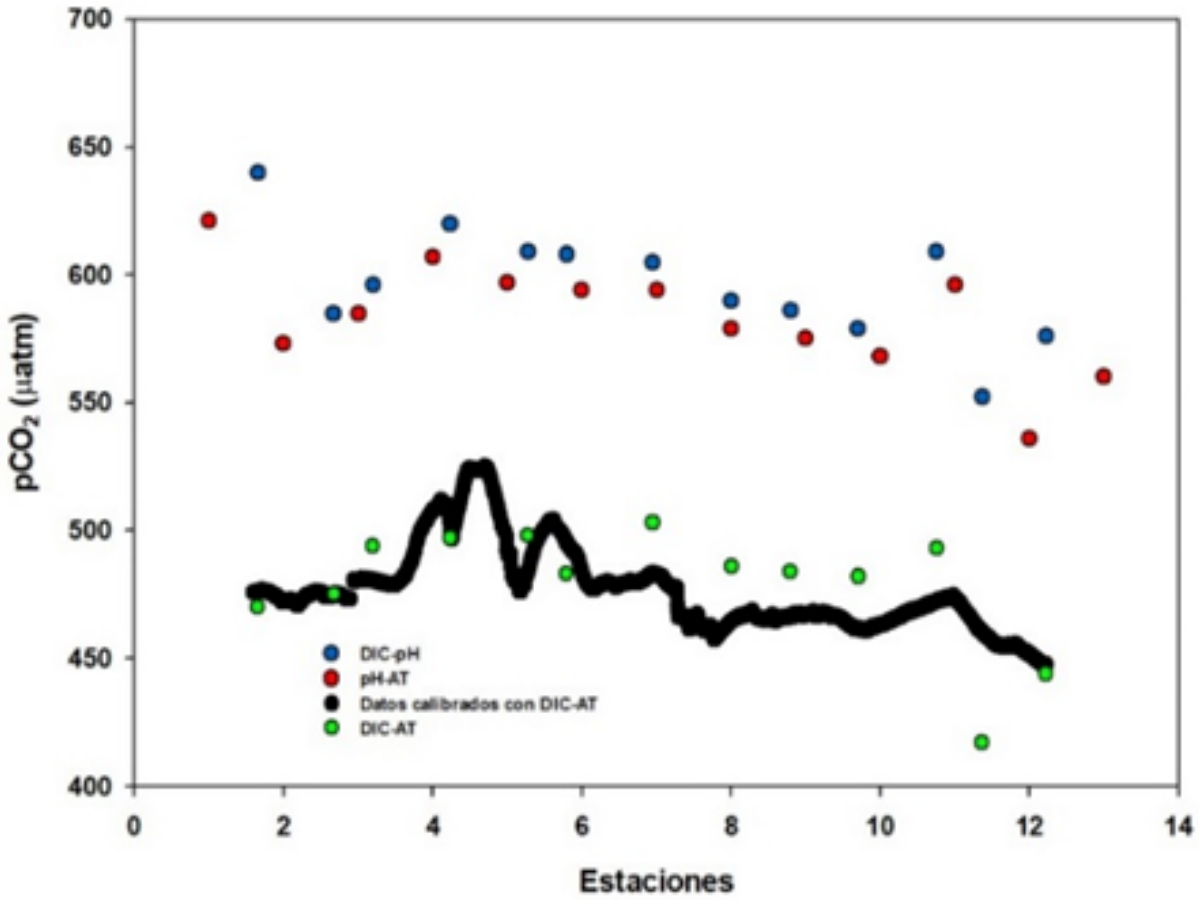



**Figura 4. Valores de $pCO_2$ (µatm) medidos en el transecto en BLA. Los puntos azules representan los valores de $pCO_2$ calculados con el carbono inorgánico disuelto (DIC) y el pH.**
En rojo se aprecian la $pCO_2$ calculada con el pH y la alcalinidad total (AT) y, por último, en verde se muestra la $pCO_2$ calculada con el par DIC-AT. Las mediciones directas de $pCO_2$ (µatm, puntos negros) fueron calibradas usando la regresión general con los gases conocidos, además de una recalibración con los valores de $pCO_2$ derivados a partir de muestras discretas (DIC-AT).

En relación con el $pCO_{2DIC\text{-}AT}$ los pares pH-AT y pH-DIC presentaron un desplazamiento de 105 ± 17 y 117 ± 20 µatm, respectivamente.

Es importante agregar que en este trabajo se siguieron criterios específicos para realizar el transecto, los cuales deben ser considerados como recomendaciones para siguientes estudios de la $pCO_2$ *in situ*, como la velocidad de la embarcación, fugas y flujo de agua en el sistema portátil de $xCO_2$ y calibraciones internas del sistema.

*Zonas de BLA como potenciales fuentes de $CO_2$ hacia la atmósfera*

Durante agosto del 2018, BLA se comportó completamente como una potencial fuente de $CO_2$ hacia la atmósfera, con valores de $\Delta pCO_2$ de hasta +130 µatm en la zona norte, mientras que en la zona sur, donde se presentaron florecimientos algales, el $\Delta pCO_2$ disminuye hasta + 50 µatm, pero al ser valores positivos, es un indicador de que se comporta como una potencial fuente hacia la atmósfera (Figura 5)

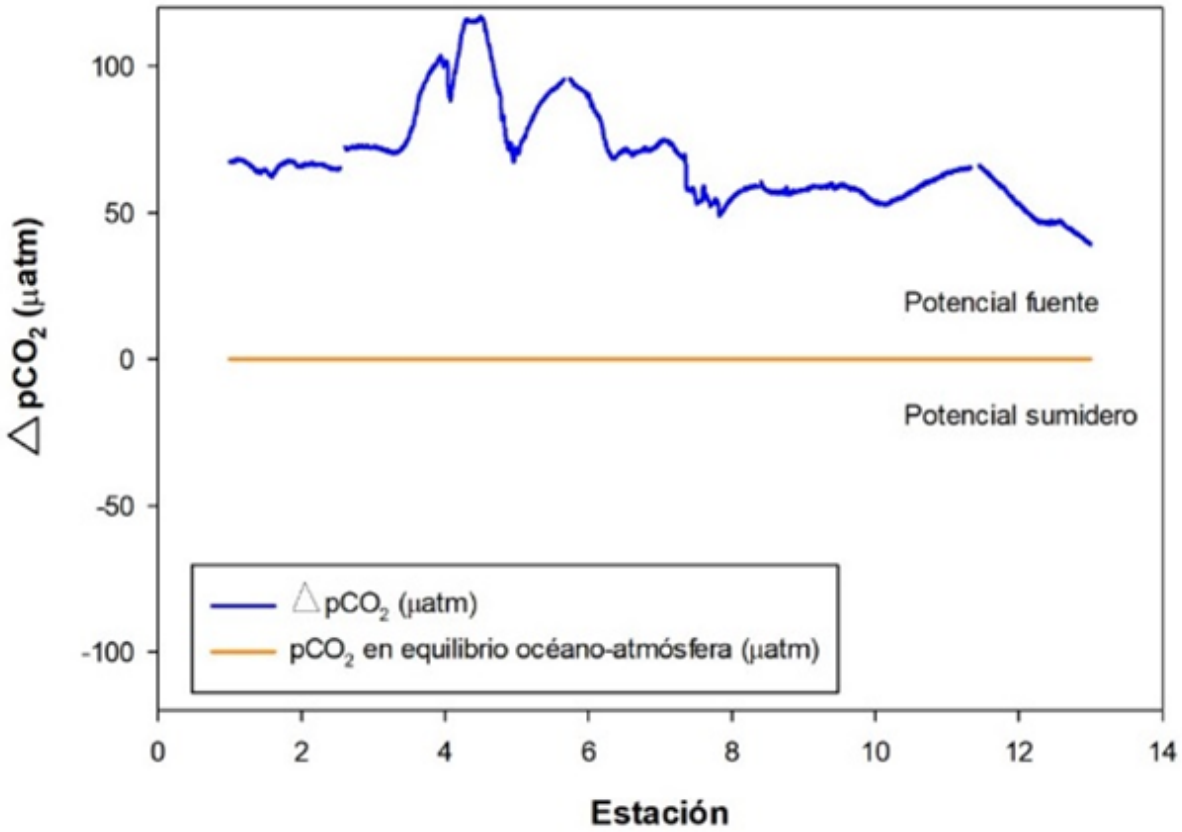



**Figura 5. $\Delta pCO_2$ calculado (µatm) para BLA en agosto del 2018.**
Se observa que la $\Delta pCO_2$ (línea azul) es positiva a lo largo de todas las estaciones, posicionándose por encima de la línea de equilibrio océano-atmósfera (línea naranja).

## Conclusiones

La evaluación del sistema portátil para la medición de la fracción molar del $CO_2$ permitió demostrar que los gases estándar (*i.e.*, aire comprimido y aire libre de $CO_2$) funcionan adecuadamente para calibrar valores medidos *in situ*, con un error de ± 11.6 ppm (± 2.3%).

Se recomienda usar la pareja DIC-AT para realizar cálculos de $pCO_2$ en transectos de mediciones de $pCO_2$ *in situ*, las cuales servirían para una de las siguientes opciones: (a) validar la serie de tiempo de $xCO_2$ *in situ* (datos calibrados usando gases estándar) con datos discretos de $pCO_2$ en diferentes momentos, o bien, (b) calibrar la serie de datos crudos de $pCO_2$ *in situ*.

Los valores positivos de $\Delta pCO_2$ obtenidos sugieren que BLA se comportó como una potencial fuente de $CO_2$ en condiciones de verano. Resulta indispensable continuar con el monitoreo de Bahía de los Ángeles y zonas aledañas para comprender mejor los procesos biogeoquímicos que tienen lugar en esa zona del Golfo de California. Esto permitiría conocer los efectos antropogénicos que podrían afectar este ecosistema en un futuro.

## Agradecimientos

Este trabajo fue financiado con el proyecto PRODEP-NPTC-2017 otorgado a CONL (No. 511-6/17-8051). Agradecemos a PRODEP por la beca otorgada a AGUL. Se contó con el apoyo parcial del proyecto Fondo Sectorial SEMARNAT-CONACyT (No. 278637) otorgado a CCB. También agradecemos 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 apoyo en la colecta de muestras en Bahía de los Ángeles.

## Literatura citada

Amador-Buenrostro, A., S. J. Serrano-Guzmán y M. I. Argote-Espinoza. 1991. Modelado numérico de la circulación inducida por el viento en Bahía de Los Ángeles, B. C., México. Ciencias Marinas. 17:39-57.

Ávila-López, M. C., J. M. Hernández-Ayón, V. F. Camacho-Ibar, A. F. Bermúdez, A. Mejía-Trejo, I. Pacheco-Ruiz and J. M. Sandoval-Gil. 2016. Air–water $CO_2$ fluxes and net ecosystem production changes in a Baja California coastal lagoon during the anomalous North Pacific warm condition. Estuaries and Coasts. 40:792-806.

Carta Náutica Raster BSB. 2005. Secretaría de Marina.

Chapa-Balcorta, C., J. M. Hernández-Ayón, R. Durazo, E. Beier, S. R. Alin and A. Lopez-Pérez. 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.

Hernández-Ayón, J. M., C. Chapa-Balcorta, F. Delgadillo-Hinojosa, V. F. Camacho-Ibar, M. A. Huerta-Díaz, E. Santamaría-del-Ángel, S. Galindo-Bect y J. A. Segovia-Zavala. 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. 39:183-201.

Hernández-Ayón, J. M., F. Delgadillo-Hinojosa, T. Camiro-Vargas y M. López-Mariscal. 2007. Estudio de las variables del $CO_2$ en la región de las grandes islas en el Golfo de California en condiciones de invierno. pp. 54-73. En: Hernández-de la Torre, B. y G. Gaxiola-Castro (eds.). Carbono En Ecosistemas Acuáticos de México. Instituto Nacional de Ecología y Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.

Hidalgo-González, R. M., S. Álvarez Borrego y A. Zirino. 1997. Mezcla en la región de las grandes islas del Golfo de California: efecto en la $pCO_2$ superficial. Ciencias Marinas. 23:317-327.

Martínez-Díaz de León, A., I. Pacheco-Ruíz, F. Delgadillo-Hinojosa, J. A. Zertuche-González, A. Chee-Barragán, R. Blanco-Betancourt, J. M. Guzmán-Calderón and A. Gálvez-Telles. 2006. Spatial and temporal variability of the sea surface temperature in the Ballenas-Salsipuedes Channel (central Gulf of California). Journal of Geophysical Research. 111:1-7.

Norzagaray-López, C. O., J. M. Hernández-Ayón, L. E. Calderón Aguilera, H. Reyes-Bonilla, C. Chapa-Balcorta y A. Ayala-Bocos. 2017. Aragonite saturation and pH variation in a fringing reef are strongly influenced by oceanic conditions. Limnology and Oceanography. 62:2375-2388.

Oliva-Méndez, N. L. 2012. Evaluación del estado de saturación de aragonita en las costas de Baja California, México. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de Baja California. Ensenada, Baja California, México. 105 p.

Uribe-López, A. G., C. O. Norzagaray-López, J. M. Hernández-Ayón, J. Valdivieso-Ojeda, J. Santander-Cruz, L. E. Calderón-Aguilera, L. Martínez-Fuentes, A. Mejía-Trejo y C. Chapa-Balcorta. 2018. Sistema del $CO_2$ en Bahía de los Ángeles (B.C.) en condiciones de verano e invierno. En: Simposio Internacional del Carbono en México. pp. 320-325. En: Paz, F., A. Velázquez- y M. Rojo (eds.). 2018. Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2018. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono y Tecnológico de Sonora. Texcoco, Estado de México, México. 686 p.

# 2.11. Dinámica anual del carbono disuelto en un lago profundo, oligotrófico y tropical

**Cortés-Guzmán Daniela**[1]; Alcocer-Durand Javier[2]; Cuevas-Lara Daniel[1] y Oseguera-Pérez 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]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

El carbono disuelto total (CDT) es un componente clave en el ciclo del carbono (C) de los cuerpos acuáticos; la fracción orgánica (COD) es el sustento principal de los procesos heterotróficos y la inorgánica (CID) es la fuente de suministro de C para los procesos fotosintéticos. El objetivo de este estudio fue analizar la variación temporal y en el perfil vertical del CDT, COD y el CID en Alchichica, un lago profundo, oligotrófico y tropical. Se realizaron muestreos mensuales entre abril de 2013 y marzo de 2014. En cada salida se registraron variables fisicoquímicas de la columna de agua y se tomaron muestras de agua para analizar la concentración de CDT, COD y CID. Las concentraciones de CDT variaron entre 357.3 y 453.8 mg $L^{-1}$. Los valores de COD variaron entre 4.0 y 4.7 mg $L^{-1}$ (0.9-1.4% del CDT), mientras que los de CID estuvieron entre 352.5 y 449.6 mg $L^{-1}$ (98.6-99.1% del CDT). Las concentraciones de COD y de CID variaron a lo largo del año. Adicionalmente, sólo el COD presentó diferencias a lo largo de la columna de agua siendo más elevado en la capa de mezcla. La variación temporal del CDT es significativa pero baja (9.1%). La concentración de COD en Alchichica fue menor a las reportadas para otros lagos mexicanos ya que proviene, principalmente, de su producción primaria autóctona (oligotrófico), mientras que los valores de CID fueron mayores a los de otros lagos mexicanos, por la composición química –alcalino sódica- de sus aguas.

**Palabras clave**: *Lago Alchichica*; *Puebla*; *México*; *monomixis cálida*; *COD*; *CID.*

## Abstract

Dissolved carbon (TDC) is a key component of the carbon cycle in lakes, its organic fraction (DOC) is the main support of heterotrophic processes and its inorganic counterpart (DIC) is the provision for photosynthetic process. The aim of this work was to analyze the seasonal and spatial variation of TDC, DOC and DIC in Alchichica, a deep, oligotrophic, tropical lake. Monthly sampling campaigns were carried out between April 2013 and March 2014. During each campaign, physicochemical variables were measured and water samples obtained for TDC, DOC and DIC analyses. TDC concentration values varied between 357.3 and 453.8 mg $L^{-1}$. DOC values ranged between 4.0 and 4.7 ± 0.3 mg $L^{-1}$ (0.9-1.4% of TDC), while DIC values were found between 352.5 and 449.6 mg $L^{-1}$ (98.6-99.1% of TDC). There were differences between DOC and DIC values along the year. Differences along the water column were found for DOC, but not for DIC. Furthermore, the TDC variation is significant but low (9.1%). DOC values were lower than that reported for other Mexican lakes, mainly because of its oligotrophic state, while DIC values were higher than that of other Mexican lakes, because of the chemical composition - sodium alkaline- of its water.

**Key words**: *Lake Alchichica*; *Mexico*; *warm monomixis*; *DOC*; *DIC.*

## Introducción

Los estudios pioneros en realizar balances de carbono (C) a nivel global contemplaron los sistemas acuáticos epicontinentales como simples medios de transporte entre los ambientes terrestres y marinos (Aufdenkampe *et al*., 2011) y no se consideraba relevante su papel en la dinámica del ciclo de C. Las investigaciones de las últimas dos décadas han demostrado, por el contrario, que los sistemas acuáticos epicontinentales desempeñan un papel fundamental en la articulación del ciclo global del C (Tranvik *et al*., 2018), ya que en éstos se llevan a cabo procesos biogeoquímicos de los compuestos de C que resultan en un intercambio entre sus fracciones particuladas y disueltas, así como de sus formas orgánicas e inorgánicas (Raymond *et al*., 2013).

Los lagos cubren apenas el 2% de la superficie de los continentes, aun así, tienen un importante papel en el ciclo del C (Cole *et al*., 2007), principalmente por su función como lugares de depósito y almacenamiento -sumideros de carbono atmosférico- y como emisores o fuentes de C a la atmósfera (Cole *et al*., 2007; Tranvik *et al*., 2018). La concentración de carbono disuelto total (CDT) en los lagos depende de la geomorfología regional y una combinación de procesos biológicos, químicos y físicos que ocurren dentro de los lagos mismos (Song *et al*., 2018).

El carbono orgánico disuelto (COD) representa un almacén importante en los lagos, pues sustenta los procesos heterotróficos y afecta procesos biogeoquímicos clave en el ciclo del elemento (Cole *et al*., 2007; Steinberg *et al*., 2006). Por su parte, el carbono inorgánico disuelto (CID) es una medida del $CO_2$ presente en el cuerpo de agua y su dinámica está relacionada con los procesos fotosintéticos y con las emisiones de gases de efecto invernadero de los lagos hacia la atmósfera (Rinta *et al*., 2015). Se ha sugerido que la concentración del CID en los lagos puede explicarse por el tipo de sustrato geológico, la estratificación de la columna de agua, los procesos fotosintéticos y la degradación de la materia orgánica, no obstante, existe una amplia variación en los valores de CID que deben tenerse en cuenta en los estudios regionales de emisiones de $CO_2$ y otros gases de efecto invernadero (Rinta *et al*., 2015; Sobek *et al*., 2005). El objetivo de este estudio fue evaluar la variación temporal y en el perfil vertical del CDT en sus formas orgánica (COD) e inorgánica (CID) en el Lago Alchichica, un lago profundo, oligotrófico y tropical.

## Materiales y Métodos

### *Sitio de estudio*

El Lago Alchichica se encuentra ubicado en la Cuenca Oriental, en la frontera entre los estados de Puebla y Veracruz, a una altitud de 2345 m s.n.m. La región tiene un clima árido, con una precipitación menor a 500 mm anuales y una temperatura media de 13 °C. Es un lago oligotrófico, tiene una profundidad media de 40.9 m y máxima de 62 m (Filonov *et al*., 2006), contiene aguas hiposalinas (~8.5 g $L^{-1}$) y pH básico (~ 9) (Vilaclara *et al*., 1993) y su régimen térmico es de monomixis cálida con dos temporadas hidrológicas bien delimitadas, un periodo de estratificación (abril a diciembre) caracterizado por un rápido desarrollo de hipolimnion anóxico y uno de circulación (enero a marzo) cuando se re-oxigena toda la columna de agua (Alcocer *et al*., 2000).

### *Metodología*

Se realizaron muestreos mensuales entre abril del 2013 y marzo de 2014. En cada muestreo se registraron perfiles verticales de variables fisicoquímicas del agua (temperatura, oxígeno disuelto, pH y conductividad) con una sonda multiparamétrica Hydrolab DS5 y de la radiación fotosintéticamente activa (PAR) con un perfilador de fluorescencia natural Biospherical PNF-300. Se tomaron muestras de agua a

diez profundidades (0, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50 y 60 m) para realizar los análisis de C disuelto. El COD se obtuvo a partir de una muestra de 40 mL de agua filtrada a través de un filtro GFF previamente calcinado y fijada con $H_3PO_4$ al 40%. El CID se obtuvo de muestras de 60 mL de agua fijadas con $HgCl_2$ al 50%. Las muestras se evaluaron en un analizador Shimadzu TOC-L en el Center for Marine Science, University of North Carolina at Wilmington. Los datos se analizaron en SigmaPlot 12.0 mediante análisis de varianza para identificar diferencias entre meses, profundidades y estratos del lago y mediante correlaciones de Pearson para evaluar la relación entre el CID/COD con las variables fisicoquímicas.

## Resultados y Discusión

### *Parámetros fisicoquímicos*

La profundidad de la capa de mezcla ($Z_{MIX}$) varió entre 13 m y toda la columna de agua (60 m), mientras que la profundidad de la zona eufótica ($Z_{EU}$) varió entre 19 y 37 m (Cuadro 1). La temperatura promedio de la columna de agua durante el 2013-2014 varió entre 15.1 ± 0.2 y 17.9 ± 1.9 °C, con los meses más fríos entre enero y abril, y los más cálidos entre julio y octubre. La distribución de la temperatura mostró un periodo de estratificación entre abril y diciembre, con un aumento progresivo de la $Z_{MIX}$, y un periodo de circulación entre enero y marzo, con valores más bajos de temperatura y menores de la $Z_{EU}$ (Cuadro 1).

La concentración de oxígeno disuelto en toda la columna varió entre 3.0 ± 2.8 y 4.8 ± 3.1 mg $L^{-1}$. Durante los meses de estratificación, el OD en la capa de mezcla varió entre 5.7 ± 0.6 y 8.0 ± 0.2 mg $L^{-1}$ (Cuadro 1), mientras que el hipolimnion permaneció anóxico. Durante los meses de circulación el OD varió entre 3.9 ± 1.7 y 4.8 ± 1.6 mg $L^{-1}$. Las características geoquímicas de la cuenca hacen que el agua de Alchichica presente valores de pH básicos, entre 8.3 y 9.8 ± 0.1, y muy estables a lo largo de la columna de agua y el tiempo. De la misma forma, la conductividad eléctrica ($K_{25}$) es alta (13.3-15.3 mS $cm^{-1}$) y estable en la columna de agua y a lo largo del año (Cuadro 1).

**Cuadro 1. Variación de los parámetros fisicoquímicos (promedio ± d.e.) registrados en la columna de agua del Lago Alchichica. (2013-2014).**

| Parámetros fisicoquímicos | Abr | May | Jun | Jul | Ago | Sep | Oct | Nov | Dic | Ene | Feb | Mar |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| T | 15.4 | 15.8 | 17.1 | 17.6 | 17.9 | 17.6 | 17.9 | 17.0 | 16.1 | 15.4 | 15.1 | 15.6 |
| d.e. | 1.0 | 1.2 | 2.0 | 2.0 | 1.8 | 1.7 | 1.9 | 1.1 | 0.7 | 0.2 | 0.2 | 0.8 |
| OD | 8.0 | 7.4 | 7.9 | 7.2 | 7.0 | 6.6 | --- | 6.2 | 5.7 | 3.9 | 4.8 | 4.4 |
| d.e. | 0.2 | 0.6 | 0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | --- | 0.1 | 0.6 | 1.7 | 1.6 | 2.3 |
| pH | 9.8 | 8.8 | 9.0 | 9.3 | 8.3 | 8.5 | 8.4 | 8.4 | 8.8 | 8.4 | 9.0 | 8.9 |
| d.e. | 0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.1 | <0.1 |
| $K_{25}$ | 13.5 | 13.7 | 13.6 | 13.7 | 13.4 | 13.4 | 13.5 | 15.3 | 13.5 | 13.5 | 13.3 | 13.3 |
| d.e. | <0.1 | <0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | <0.1 | 0.1 | 0.3 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| $Z_{MIX}$ | 13 | 14 | 13 | 17 | 19 | 21 | 22 | 28 | 35 | 60 | 60 | 60 |
| $Z_{EU}$ | 30 | 30 | 34 | 36 | 32 | 36 | 36 | 35 | 37 | 24 | 19 | 32 |

T: temperatura (°C); OD: concentración de oxígeno disuelto (mg $L^{-1}$) en la capa de mezcla; $K_{25}$: conductividad eléctrica estandarizada a 25ºC (mS $cm^{-1}$); $Z_{MIX}$: profundidad de la capa de mezcla (m); $Z_{EU}$: profundidad de la zona eufótica (0.1% PAR) (m).

### *Concentración de carbono disuelto*

El CDT en el Lago Alchichica varió entre 357.3 ± 100.8 y 453.8 ± 3.3 mg $L^{-1}$ (Cuadro 2), el valor máximo se encontró en junio y el más bajo en octubre. Los valores de COD variaron entre 4.0 ± 0.2 y 4.7 ± 0.3 mg $L^{-1}$, con concentraciones menores entre abril y junio y valores mayores entre julio y marzo.

Por otro lado, los valores de CID fluctuaron entre 352.5 ± 100.8 y 449.6 ± 3.3 mg $L^{-1}$, los valores menores se midieron en octubre y los mayores en junio y julio. Debido a que la contribución del CID al CDT del lago es mucho mayor (98.6-99.1%) que la del COD (0.9-1.4%), el comportamiento del CDT es conducido por el del CID, mostrando valores máximos en junio y julio y mínimos en octubre (Cuadro 2). Se ha reportado que los lagos salinos oligotróficos tienden a presentar concentraciones 6 a 20 veces más altas de CID que de COD (Song *et al*., 2018), en el caso de Alchichica los de CID fueron mayores en dos órdenes de magnitud que los de COD.

Se ha sugerido que los almacenes de CDT en los lagos provienen de entradas de CO procedente de fuentes terrestres (alóctonas) y su subsecuente mineralización (Cole *et al*., 2007). Sin embargo, Alchichica no tiene afluentes superficiales (Alcocer *et al*., 2014b) y su cuenca de captación es reducida, por lo que la fuente de COD debe ser prioritariamente la producción primaria autóctona que, por tratarse de un lago oligotrófico, puede considerarse baja (Alcocer *et al*., 2014a).

Por otro lado, el CID de los cuerpos acuáticos epicontinentales proviene principalmente de dos fuentes: la disolución de $CO_2$ atmosférico y la erosión y meteorización física y química de los carbonatos (Amiotte-Suchet *et al*., 2003). Se ha encontrado que la composición iónica de los lagos hiposalinos de la cuenca del Eje Volcánico Transversal, Alchichica entre ellos, es controlada principalmente por procesos de dilución y concentración relacionados con la lluvia y la evaporación, y por la composición química de las aguas subterráneas que los alimentan y que resulta en una dominancia de iones [$Cl^-$], [$CO_3^{2-}$] y [$Na^+$] (Armienta *et al*., 2008; Sigala *et al*., 2017; Vilaclara *et al*., 1993). Esto se refleja en su pH básico característico y le otorga una reserva alcalina amplia, a su vez que es una fuente constante y estable del CID. Valores de CID similares a los aquí registrados fueron reportados para Alchichica por Armienta *et al*. (2008) y Sigala *et al*. (2017).

Otra característica notoria en Alchichica son las formaciones de microbialitos, estructuras sedimentarias formadas por la precipitación de carbonatos asociadas a la actividad combinada química y microbiológica. Estos microbialitos se conforman por precipitados de aragonita ($CaCO_3$) e hidromagnesita ($Mg_5(CO_3)_4(OH)_2{\cdot}4H_2O$), lo cual promueve la remoción del CID de la columna de agua. Se ha propuesto que la fotosíntesis puede promover la precipitación de carbonatos de $Ca^{+2}$ al incrementar la alcalinidad, en conjunto con la mineralización activa por parte de los microorganismos, principalmente las cianobacterias del grupo Pleurocapsales (Gérard *et al*., 2013).

**Cuadro 2. Variación de la concentración (promedio ± d.e.) de carbono orgánico disuelto (COD), carbono inorgánico disuelto (CID) y carbono disuelto total (CDT) de la columna de agua del Lago Alchichica (2013-2014).**

| | Abr | May | Jun | Jul | Ago | Sep | Oct | Nov | Dic | Ene | Feb | Mar |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| COD | 4.0 | 4.0 | 4.2 | 4.4 | 4.6 | 4.6 | 4.6 | 4.6 | 4.6 | 4.6 | 4.6 | 4.7 |
| d.e. | 0.2 | 0.2 | 0.4 | 0.4 | 0.2 | 0.3 | 0.5 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.3 |
| CID | 433.4 | 438.5 | 449.6 | 449.2 | 404.2 | 357.0 | 352.5 | 433.5 | 422.0 | 427.5 | 414.7 | 431.0 |
| d.e. | 7.7 | 5.0 | 3.3 | 5.5 | 12.5 | 25.5 | 100.8 | 7.1 | 2.9 | 6.1 | 7.9 | 5.0 |
| CDT | 437.5 | 442.6 | 453.8 | 453.6 | 408.8 | 361.6 | 357.3 | 438.1 | 426.6 | 432.0 | 419.3 | 435.8 |
| d.e. | 8.1 | 4.9 | 3.3 | 5.5 | 12.6 | 25.5 | 100.8 | 6.8 | 2.8 | 6.0 | 7.8 | 4.7 |

Se encontraron diferencias a lo largo del año en los valores de COD ($H=44.6$, $p<0.001$), de CID ($H=64.4$, $p<0.001$) y CDT ($H=63.6$, $p<0.001$). El CDT y el CID presentaron diferencias estadísticas entre mayo-julio con respecto a septiembre-octubre. Por el contrario, el COD presentó diferencias entre abril-mayo con respecto al resto del año, que se mantuvo estable (Figura 1). En vista de que la concentración del CID es casi idéntica a la de CDT al constituir el primero el porcentaje mayoritario (>98%) del segundo, en lo sucesivo se considerarán solo a las dos fracciones. Como se verá más adelante, los valores máximos de COD corresponden con un descenso en los valores de CID (Figura 1), en septiembre-octubre.

El CID mostró una correlación con el pH ($\rho$=0.35, p<0.01), puesto que el pH depende en gran medida del equilibrio de carbonatos del agua, sin embargo, el valor del coeficiente es bajo. El COD estuvo correlacionado con la temperatura ($\rho$=0.51, p<0.001), el OD ($\rho$=0.52, p<0.001), el pH ($\rho$=-0.41, p<0.001) y la $Z_{MIX}$ ($\rho$=0.35, p<0.001). En efecto, los mayores valores de COD se presentaron en los meses más cálidos, cuando la estratificación está bien establecida, y en la $Z_{MIX}$ donde hay mayor concentración de OD en comparación con las otras capas. En general, los valores de COD aumentan durante la estratificación cuando se desarrolla un máximo profundo de clorofila (DCM), y se mantienen altos hasta la circulación, cuando ocurre un florecimiento invernal de diatomeas (Oliva *et al.*, 2001).

Los lagos tienen baja variabilidad temporal y espacial del CDT (Wetzel, 2001), posiblemente relacionado con un almacén de COD resistente a la degradación bacteriana (Rinta *et al.*, 2015) y a una amplia reserva alcalina para el CID (Song *et al.*, 2018). La baja degradación de la materia orgánica en la columna de agua y su consecuente acumulación en los sedimentos de Alchichica se explica mediante dos factores principales (Alcocer *et al*., 2014b): el desarrollo de anoxia hipolimnética temprana y la naturaleza refractaria de algunos componentes orgánicos, que podrían explicar las variaciones de pequeña magnitud en la distribución espacial y temporal del COD en el lago.

A diferencia del COD, el CID tiene un origen principalmente alóctono, proveniente de la meteorización de la cuenca y de las entradas de agua subterránea con altos contenidos de $CO_2$ (Weyhenmeyer *et al*., 2015). Menores aportes provienen de la producción de $CO_2$ por medio de la respiración de los organismos dentro del lago (Wetzel, 2001). Debido a que se trata de entradas relativamente constantes, que no dependen de los procesos biológicos dentro del lago, proveen el CID de forma permanente, por lo cual no se encontraron diferencias significativas en sus concentraciones en la columna de agua y un porcentaje de variación bajo en la escala temporal (9.1%).

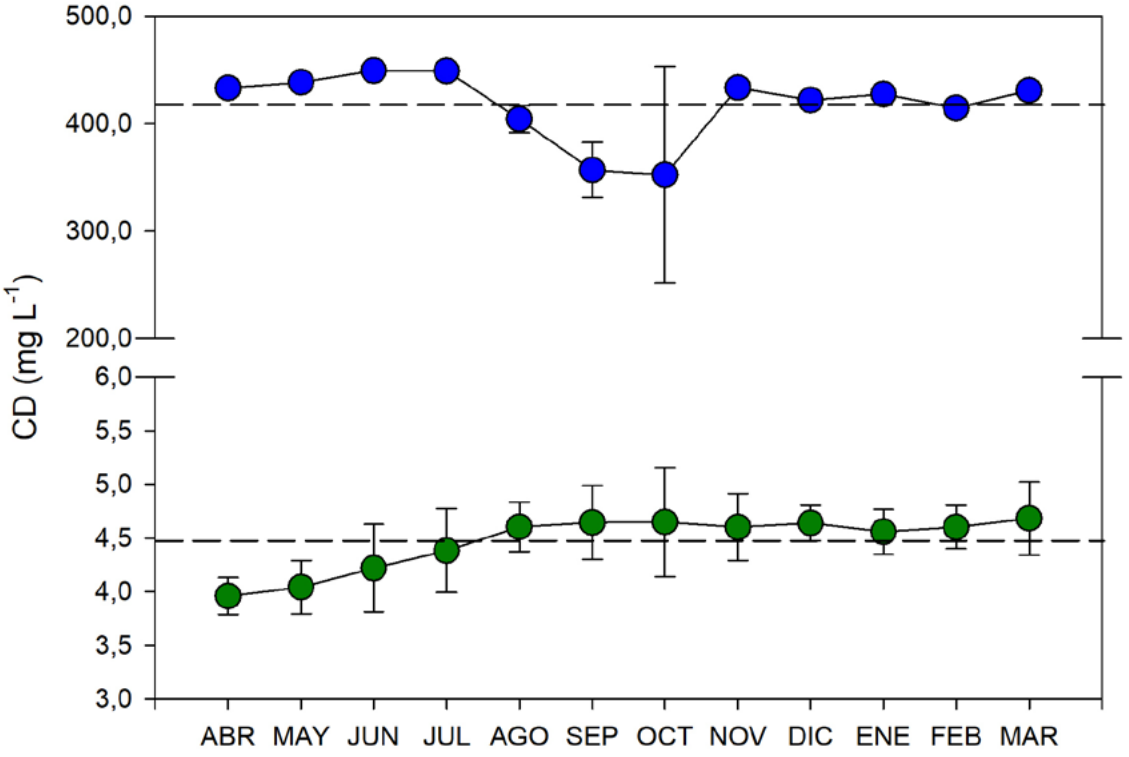



**Figura 1. Variación de la concentración promedio mensual (± d.e.) de COD (círculos verdes) y CID (círculos azules) a lo largo del ciclo anual 2013-2014.**
Las líneas punteadas representan los promedios anuales.

La distribución del CID y del COD en las tres capas ($Z_{MIX}$, metalimnion e hipolimnion) del lago a lo largo del año mostró que no existen diferencias en el CID (H=1.1, p=0.5) pero sí en las concentraciones de COD (F=8.7, p<0.001), con concentraciones más altas en la $Z_{MIX}$ y menores en el hipolimnion (Figura 2). Esta distribución vertical del COD está relacionada con el patrón de estratificación del lago y con los florecimientos fitoplanctónicos, que al aumentar la cantidad de carbono orgánico particulado, liberan COD, el cual constituye una fuente importante para el circuito microbiano, particularmente en lagos oligotróficos (Alcocer *et al.*, 2014a; Song *et al.*, 2018).

El fitoplancton es probablemente la fuente principal de COD en Alchichica, lo cual explica las concentraciones más altas en la $Z_{MIX}$ (Figura 2). Adicionalmente, se esperaría encontrar aumentos del COD tras los florecimientos fitoplanctónicos que caracterizan el lago. Así pues, el aumento del COD entre abril y julio se ha asociado al florecimiento de *Nodularia* aff. *spumigena* (Alcocer *et al.*, 2014a). Septiembre y octubre son los meses de estratificación bien establecida, cuando la $Z_{MIX}$ y la $Z_{EU}$ son profundas y amplias, y se genera un DCM intenso, lo cual genera un aumento relativo del COD (Figura 2).

Por el contrario, el CID no muestra un patrón claro de distribución vertical, excepto por un descenso entre septiembre y octubre (Figura 2), lo que podría deberse al consumo del CID por parte del fitoplancton, que en estos meses aumenta su producción (como se observó en las concentraciones de COD), cuando incluso un máximo profundo de clorofila (DCM) se desarrolla, evidente por un pico en los patrones de producción primaria anuales (Cuevas-Lara *et al.*, 2016; Oliva *et al.*, 2001). El CID de un lago ocurre como $CO_2$ disuelto, bicarbonatos ($HCO_3^-$) y carbonatos ($CO_3^{2-}$) (Song *et al.*, 2018). Carbonatos y bicarbonatos no suelen utilizarse en los procesos de PP y son constantes en un lago con amplia reserva alcalina, mientras que el $CO_2$ disuelto es la base de los procesos fotosintéticos y puede consumirse, si bien no agotarse, de forma que este componente podría explicar la variación temporal en el CID de Alchichica. Otra explicación podría ser la remoción de CID por medio de precipitación en la formación de los microbialitos, que podría promoverse con el aumento de la fotosíntesis, sin embargo, la dinámica de formación de estas estructuras es poco conocida (Gérard *et al.*, 2013).

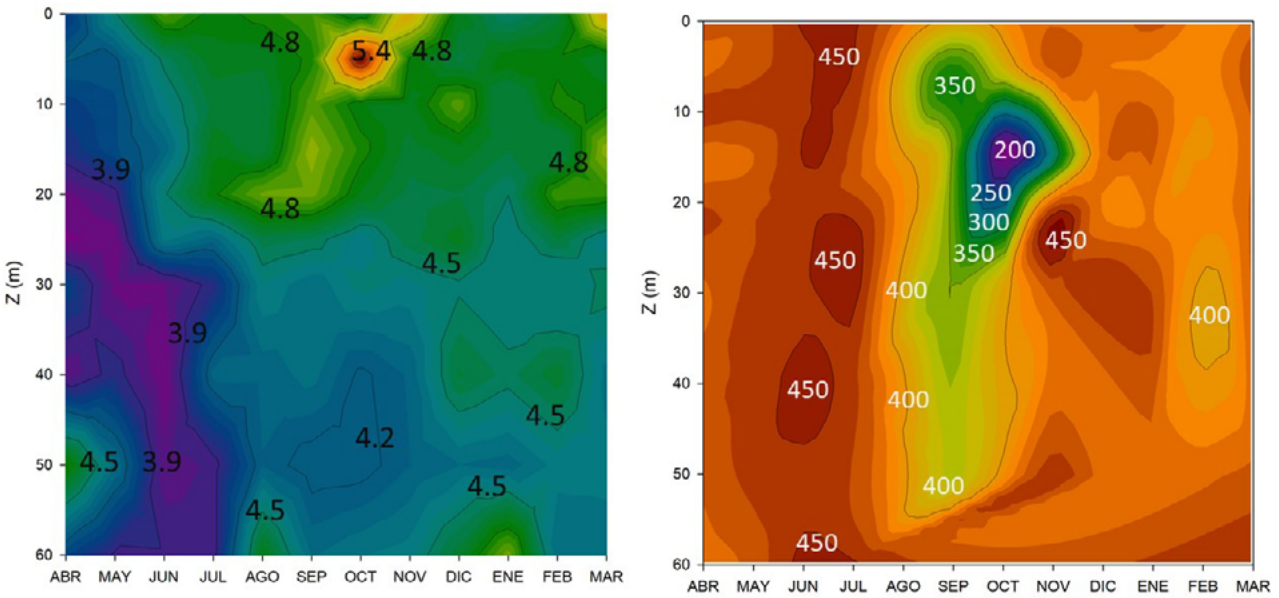



**Figura 2. Variación de la concentración de COD (izq.) y CID (der.) en el perfil vertical del Lago Alchichica (2013-2014).**

En general, existen pocos estudios que reporten valores de CD en lagos mexicanos. Se han reportado concentraciones de COD que varían entre 1.8 a 8.0 mg $L^{-1}$ en los lagos del Nevado de Toluca, Estado de México a 12.0 mg $L^{-1}$ en la Alberca de Tacámbaro, Michoacán (Alcocer *et al.*, 2018). Los lagos del

Nevado de Toluca son de ultraoligo- a oligotróficos, por lo cual sus valores están en un rango similar al de Alchichica, mientras que la Alberca de Tacámbaro es un cuerpo de agua eutrófico, por lo cual presenta valores más altos. Los valores de CID de otros lagos mexicanos se encuentran entre 6.7 mg $L^{-1}$ en El Burro, Michoacán, hasta 391.9 mg $L^{-1}$ en Tecuitlapa, Puebla (Sigala *et al*., 2017), valores más bajos que los de Alchichica. Como se mencionó, la concentración del CID no se relaciona con la condición trófica del lago sino con las características geológicas y el clima de la cuenca de drenaje (Alcocer *et al*., 2018). Debido a la composición química del agua de Alchichica y a su condición hiposalina, los valores de CID son más altos con respecto a otros lagos, y por lo mismo son muy estables a escala espacial.

## Conclusiones

La variación temporal y espacial del CDT en el Lago Alchichica está dada principalmente por el CID, que representa entre el 98.6 al 99.1% del CDT. Para el COD se encontraron diferencias temporales y en el perfil vertical. Por el contrario, el CID mostró gran estabilidad en el perfil vertical, aunque se reconocieron variaciones temporales con los mayores valores en junio y julio. En general, las variaciones en la concentración del CDT fueron relativamente bajas (9.1%), lo que se atribuye a las entradas constantes de CID provenientes del sustrato geológico y de las aguas subterráneas, y al carácter refractario del COD. Los valores de COD de Alchichica son menores a los reportados para otros lagos mexicanos correspondiente a su estado oligotrófico, mientras que los valores de CID fueron mayores a los de otros lagos mexicanos, por la composición química alcalino-sódica del agua de Alchichica.

## Agradecimientos

Al Proyecto PAPIIT IN225517 “Pasado y Futuro del circuito microbiano del Lago Alchichica como centinela de cambio climático en ambientes tropicales” por el apoyo financiero.

## Literatura citada

Alcocer, J., A. C. Ruiz-Fernández, E. Escobar, L. H. Pérez-Bernal, L. A. Oseguera and V. Ardiles-Gloria. 2014b. Deposition, burial and sequestration of carbon in an oligotrophic, tropical lake. Journal of Limnology 73:21-33.

Alcocer, J., A. Guzmán-Arias, L.A. Oseguera y E. Escobar. 2014a. Dinámica del carbono orgánico disuelto y particulado asociados al florecimiento de *Nodularia spumigena* en un lago tropical oligotrófico. pp 404-411. En: Paz-Pellat, F. y J. Wong-González (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.

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, México. Verhandlungen Internationale, Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie 27:3166-3169.

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. 2018. Base de datos del carbono en cuerpos acuáticos epicontinentales de México. Elementos para Políticas Públicas 2:1-18.

Amiotte-Suchet, P., J. Probst and W. Ludwig. 2003. Worldwide distribution of continental rock lithology: Implications for the atmospheric/soil $CO_2$ uptake by continental weathering and alkalinity river transport to the oceans. Global Biogeochemical Cycles 17:1-13.

Armienta, M. A., G. Vilaclara, S. de la Cruz-Reyna, S. Ramos, N. Ceniceros, O. Cruz, A. Aguayo and F. Arcega-Cabrera. 2008. Water chemistry of lakes related to active and inactive Mexican volcanoes. Journal of Volcanology and Geothermal Research 178:249-258.

Aufdenkampe, A. K., E. Mayorga, P. A. Raymond, J. M. Melack, S. C. Doney, S. R. Alin, R. E. Aalto and K. Yoo. 2011. Rivers and the coupling of biogeochemical cycles. Frontiers in Ecology and the Environment 9:53-60.

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

Cuevas-Lara, J. D., J. Alcocer, L. A. Oseguera y B. Quiroz-Martínez. 2016. Dinámica a largo plazo (1999-2014) de la productividad primaria fitoplanctónica en el Lago Alchichica, Puebla. pp 280-286. En: Paz-Pellat, 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.

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.

Gérard, E., B. Ménez, E. Couradeau, D. Moreira, K. Benzerara, R. Tavera and P. López-García. 2013. Specific carbonate-microbe interactions in the modern microbialites of Lake Alchichica (Mexico). The ISME Journal 7:1997-2009.

Oliva, M. G., J. Alcocer, A. Lugo, L. Peralta and M. R. Sánchez. 2001. Phytoplankton dynamics in a deep, tropical hyposaline lake. Hydrobiologia 466:299-306.

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

Rinta, P., D. Bastviken, M. van Hardenbroek, P. Kankaala, M. Leuenberger, J. Schilder, T. Stötter and O. Heiri. 2015. An inter-regional assessment of concentrations and δ 13C values of methane and disolved organic carbon in small European lakes. Aquatic Sciences 77:667-680.

Sigala, I., M. Caballero, A. Correa-Metrio, S. Lozano-García, G. Vásquez, L. Pérez and E. Zawisza. 2017. Basic limnology of 30 continental waterbodies of the Transmexican Volcanic Belt across climatic and environmental gradients. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 69:313-370.

Sobek, S., L. J. Tranvik and J. J. Cole. 2005. Temperature independence of carbon dioxide supersaturation in global lakes,.Global Biogeochemistry Cycles 19:1-10.

Song, K., Z. Wen, Y. Xu, H. Yang, L. Lyu, Y. Zhao, C. Fang, Y. Shang and J. Du. 2018. Dissolved carbon in a large variety of lakes across five limnetic regions in China. Journal of Hydrology 563:143-154.

Steinberg, C. E. W., S. Kamara, V. Prokhotskaya, L. Manusadzianas, T. Karasyova, M. Timofeyev, Z. Jie, A. Paul, T. Meinelt, V. Farjalla, A. Matsuo, B. Burnison and R. Menzel. 2006. Humic substances in the environment with an emphasis on freshwater systems. Environmental Science and Pollution Research 15:15-6.

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.

Vilaclara G., M. Chávez, A. Lugo, H. González and M. Gaytán. 1993. Comparative description of crater-lakes basic chemistry in Puebla state, Mexico. Verhandlungen Internationale Vereinigun für theoretische und angewandte Limnologie 25:435-440.

Wetzel R. G. 2001. Limnology: Lake and River Ecosystems. Academic Press. San Diego. 1006 p.

Weyhenmeyer, G., S. Kosten, M. Wallin, L. Tranvik, E. Jeppensen and F. Roland. 2015. Significant fraction of $CO_2$ emissions from boreal lakes derived from hydrologic inorganic carbon inputs. Nature Geoscience 8:933-936.

# 2.12. Concentración y flujo de carbono orgánico a lo largo del río Usumacinta, México

**Soria-Reinoso Ismael**[1]; Alcocer Javier[2]; Oseguera Luis A.[2]; Cuevas-Lara Daniel[1] y Cortés Daniela[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 Río Usumacinta es el principal sistema fluvial de México. Se especula que debe tener un papel importante en el transporte, metabolismo y por ende en el balance regional de carbono (C); sin embargo, no existe información previa disponible para verificar/ratificar al respecto. El objetivo de este estudio fue evaluar la concentración y el flujo de C orgánico disuelto (COD) y C orgánico particulado (COP) a lo largo de la cuenca del río Usumacinta en dos épocas hidrológicas contrastantes (temporada de lluvias TL y secas TS). La concentración de COD fluctuó entre 0.88 y 7.11 mg $L^{-1}$, mientras que la de COP entre 0.21 y 3.78 mg $L^{-1}$. El COD se incrementó hacia la desembocadura y fue la especie dominante (COD:COP > 1), excepto en el río Lacantún y sus afluentes, en los cuales el COP se incrementa (COD:COP < 1) durante la TL, lo cual podría tener su explicación en el arrastre de material suspendido alóctono erosionado de la cuenca. Ambas fracciones presentaron diferencias significativas entre temporadas. El flujo de C depende principalmente de la precipitación, puesto que en la TL (3687.3 ± 826.7 t $d^{-1}$) fue ~15 veces mayor que en la TS (248.7 ± 37.2 t $d^{-1}$).

**Palabras clave:** *COD*; *COP*; *río Tropical*; *Chiapas*; *México.*

## Abstract

The Usumacinta River is the main fluvial system of Mexico. It is assumed that it must have an important role in transport, metabolism and therefore in the regional carbon (C) balance; however, there is no prior information available to verify/ratify in this regard. The aim of this study was to assess the concentration and flux of dissolved organic C (DOC) and particulate organic C (POC) along the Usumacinta river basin in two contrasting hydrological seasons (WS wet season and DS dry season). The concentration of DOC fluctuated between 0.88 and 7.11 mg $L^{-1}$, while that of POC between 0.21 and 3.78 mg $L^{-1}$. The DOC increased towards the river mouth and was the dominant species (DOC:POC > 1), except in the Lacantun River and its tributaries, in which the POC increased (DOC:POC < 1) during the WS, which could have its explanation in the dragging of eroded suspended material from the basin. Both fractions presented significant differences between the seasons. The C flux depends mainly on precipitation, since in the WS (3687.3 ± 826.7 t $d^{-1}$) it was ~15 times higher than in the DS (248.7 ± 37.2 t $d^{-1}$).

**Key words:** *DOC*; *POC*; *tropical river*; *Chiapas*; *Mexico.*

## Introducción

En la última década se ha demostrado que los sistemas acuáticos epicontinentales desempeñan un papel fundamental en la articulación del ciclo global del carbono (C) a través de su transporte, procesamiento e intercambio entre los ecosistemas terrestres y la atmósfera (Cole *et al.*, 2007). En

particular, los ríos tienden a integrar los procesos biogeoquímicos que se generan en la cuenca de drenaje, dado que reciben, mineralizan y transforman C orgánico ($C_{Org}$) (Battin *et al.*, 2009), sea disuelto o particulado; ambas fracciones forman el $C_{Org}$ total (COT) (Hope *et al*., 1994). El COD es una fuente de energía que incluye compuestos solubles de alto y bajo peso molecular (p.ej., carbohidratos, aminoácidos, ácidos húmicos y fúlvicos) que se derivan en gran parte de fuentes alóctonas a partir de la descomposición de materia orgánica; a su vez, es regulado por el metabolismo interno (p.ej., consumo microbiano, la fotodegradación y la floculación) (Hope *et al*., 1994). Por otra parte, el COP corresponde a partículas de $C_{Org}$ > 0.45 µm de origen alóctono (p.ej., hojarasca, desechos y sustancias húmicas adsorbidas en los minerales) o de la productividad autóctona (p.ej., fitoplancton, macrófitas) (Meybeck, 2006).

Como resultado de la importancia del C fluvial (Cole *et al.*, 2007), las investigaciones se han incrementado sustancialmente (Li *et al*., 2017); sin embargo, aún existen grandes incertidumbres con respecto al C en los ríos tropicales (Huang *et al*., 2012). Desafortunadamente existe escasa información sobre almacenes y 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 son en sistemas lénticos; es decir, el desconocimiento sobre el papel de los ríos mexicanos en el ciclo regional de C es casi total. Por lo anterior, el objetivo del presente trabajo fue cuantificar la concentración y el flujo de COT (COD y COP) 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 durante la temporada de lluvias (TL) y secas (TS), con el fin de establecer una línea base para México en relación a otros sistemas lóticos tropicales y templados.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El río Usumacinta está ubicado en el sureste de México y pertenece a la Región Hidrológica No. 30 (RH 30) Grijalva-Usumacinta, la cual constituye el sistema fluvial más importante del país y el décimo de América del Norte; además ocupa el segundo lugar en cuanto a descarga hacia el Golfo de México después del río Mississippi, con una longitud de ~1100 km, un área drenaje de ~112 550 $km^2$ y un caudal de ~2678 $m^3$ $s^{-1}$ (Hudson *et al*., 2005). La cuenca del río Usumacinta abarca una extensión de 73 195 $km^2$, 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 y García, 2017). El clima es tropical húmedo, con precipitaciones anuales de 1200 a 4300 mm; se diferencia un patrón monomodal con una intensa estación lluviosa en verano (junio-diciembre) que genera inundaciones en la cuenca baja y una estación seca en invierno (enero-mayo) durante el paso de frentes fríos (Saavedra-Guerrero *et al*., 2015). La cuenca está constituida fundamentalmente por rocas sedimentarias con numerosos accidentes geográficos kársticos (p.ej., cenotes) (Hudson *et al*., 2005).

### *Metodología*

Se llevaron a cabo dos campañas de muestreo durante las condiciones extremas y contrastantes del río: en noviembre (TL) de 2017 y abril (TS) de 2018. El trabajo de campo se efectuó en 18 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 – B8) en la bifurcación hacia el río San Pablo y la confluencia con el río 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 con un flujómetro Swoffer 3000, así como parámetros fisicoquímicos *in situ* con una sonda multiparamétrica Hydrolab DS5. Las muestras de agua 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 del río Usumacinta.**
M = cuenca media, B = cuenca baja.

Para obtener el COP se filtraron volúmenes de entre 20 y 100 mL de muestra de agua a través de filtros Whatman GF/F (0.7 µm de retención nominal) previamente calcinados (550 °C por 4 h) en una mufla Thermolyne modelo 48 000 para eliminar residuos orgánicos; enseguida los filtros se acidificaron con HCl al 10% para eliminar la fracción inorgánica del C y se secaron en una estufa Lab-Line Instruments modelo 3512 (60 °C, 24 h). La determinación se realizó en un analizador elemental Carlo Erba® modelo NC2100. Para la medición del COD, se filtraron 60 mL de agua a través de filtros Whatman GF/F previamente calcinados. Enseguida se fijaron las muestras de agua con $H_3PO_4$ al 40% y

se almacenaron en frascos ámbar para evitar cualquier reacción fotoquímica. El COD se midió en un Analizador TOC Shimadzu (Dickson *et al*., 2007). Los perfiles batimétricos junto con las velocidades de la corriente se usaron para calcular los caudales ($m^3 s^{-1}$). Finalmente, el flujo de C para cada fracción (COD y COP), se calculó según la ecuación 1 y se expresa en toneladas por día ($t\ d^{-1}$). Las diferencias entre los datos se analizaron mediante pruebas de Anova o t-Student.

$$Flujo\ C\ =\ Cm\ *\ Qm\ [t\ d^{-1}] \qquad \text{(Ec. 1)}$$

donde, *Cm* es la concentración media de COD o COP ($mg\ L^{-1}$) y *Qm* el caudal medio.

## Resultados y Discusión

### *Variables fisicoquímicas*

La temperatura fue mayor en la TS con un incremento hacia la desembocadura. Del mismo modo, el oxígeno disuelto (OD) tuvo una concentración mayor durante la TS, y se observa una tendencia de disminución progresiva hacia los Pantanos de Centla. El pH fue ligeramente mayor en la TS, sin una tendencia clara en ambas temporadas, lo que puede indicar una elevada reserva alcalina del sistema. La conductividad eléctrica ($K_{25}$) fue mayor en la TS; además, en la cuenca baja, durante la TS ingresa una cuña salina desde la boca hasta las estaciones B5, B6, B7 y B8, donde la $K_{25}$ fue ~100 veces mayor a la reportada en M1. La turbidez fue mayor durante la TL, excepto en las estaciones M4, M7, B1 y B8, que tuvieron un valor más elevado en la TS. El caudal es mayor durante la TL, con valores que oscilaron entre 141 – 5970 $m^3 s^{-1}$; mientras que durante la TS tuvo un rango entre 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).**

| Cuenca | | Temp (°C) | | OD ($mg\ L^{-1}$) | | pH | | $K_{25}$ ($\mu S\ cm^{-1}$) | | Turb (NTU) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | TL | TS | TL | TS | TL | TS | TL | TS | TL | TS |
| Media | Promedio | 24.2 | 28.0 | 5.8 | 8.4 | 7.7 | 7.9 | 334 | 693 | 55.9 | 44.4 |
| | d.e. | 1.3 | 0.8 | 2.2 | 0.8 | 0.2 | 0.1 | 46 | 119 | 31.6 | 7.5 |
| Baja | Promedio | 26.6 | 28.5 | 4.3 | 6.9 | 7.6 | 7.9 | 387 | 15 182 | 44.2 | 39.2 |
| | d.e. | 1.0 | 0.7 | 1.9 | 1.8 | 0.2 | 0.1 | 90 | 18 123 | 15.4 | 13.1 |
| Global | Promedio | 25.2 | 28.3 | 5.2 | 7.6 | 7.7 | 7.9 | 387 | 8425 | 51.0 | 41.6 |
| | d.e. | 1.7 | 0.8 | 2.2 | 1.7 | 0.2 | 0.1 | 31 | 15 076 | 26.7 | 11.1 |
| | Máximo | 28.0 | 30.2 | 8.6 | 10.8 | 8.1 | 8.3 | 438 | 54 316 | 110.2 | 123.6 |
| | Mínimo | 20.8 | 25.9 | 1.3 | 0.2 | 7.1 | 7.5 | 317 | 345 | 2.3 | 28.3 |

Temp = temperatura, OD = oxígeno disuelto, $K_{25}$ = conductividad eléctrica estandarizada a 25ºC, Turb = turbidez, d.e. = Desviación estándar.

### *Carbono Orgánico Disuelto y Particulado*

Durante la TL la concentración de COD tuvo un promedio de 3.42 ± 1.76 $mg\ L^{-1}$, el valor máximo se registró en el río San Pedro (7.11 ± 0.32 $mg\ L^{-1}$) y el mínimo en Ixcán (1.1 ± 0.01 $mg\ L^{-1}$); se encontraron correlaciones positivas entre el COD y la temperatura ($r = 0.95$, $p < 0.005$), así como correlaciones negativas del COD con el OD ($r = -0.89$, $p < 0.005$), con el pH ($r = -0.85$, $p < 0.005$) y la turbidez ($r = -0.57$, $p = 0.01$). Por otra parte, el promedio de COP es 1.59 ± 0.85 $mg\ L^{-1}$, con un valor máximo en el río Lacantún (3.78 ± 0.73 $mg\ L^{-1}$) y mínimo en el río La Pasión (0.44 ± 0.05 $mg\ L^{-1}$); solamente se observó una correlación positiva del COP con la turbidez ($r = 0.66$, $p < 0.005$) en la TL.

Para la TS la concentración de COD fue de 1.7 ± 0.59 $mg\ L^{-1}$, con un valor máximo en el río San Pedro (3.26 ± 0.4 $mg\ L^{-1}$) y mínimo en Ixcán (0.88 ± 0.02 $mg\ L^{-1}$); el COD se correlaciona de manera

negativa con el OD (r = -0.58, p = 0.01) y positiva con la $K_{25}$ (r = 0.52, p = 0.02). En cuanto al COP, durante la TS el promedio es 0.68 ± 0.34 mg $L^{-1}$ y presenta un valor máximo en el río San Pablo (1.45 ± 0.16 mg $L^{-1}$) y mínimo en Chajul (0.21 ± 0.01 mg $L^{-1-1}$). Se encontraron diferencias significativas entre las dos temporadas de muestreo, tanto para el COD (T = 431, p = 0.002) con un promedio total de 2.56 mg $L^{-1}$ (0.88 a 7.11 mg $L^{-1}$), como para el COP (T = 455, p < 0.001) con un promedio de 1.14 mg $L^{-1}$ (0.21 a 3.78 mg $L^{-1}$) (Figura 2). La fracción de $C_{Org}$ más abundante es la disuelta, con un porcentaje ~66% (29 a 92%) del COT en la TL, y el ~72% (62 a 87%) en la TS.

El COD en este estudio es menor al promedio global (~5.75 mg $L^{-1}$) reportado por Meybeck (1982); sin embargo, en ríos tropicales se ha encontrado que puede variar entre 2 y 15 mg $L^{-1}$, mientras que en ríos que drenan sobre rocas carbonatadas (p.ej., sistemas cársticos, tal como es el caso del río Usumacinta, particularmente en la cuenca media) puede ser limitado a ~1 mg $L^{-1}$ (Meybeck, 2006). En otros ríos tropicales se reportan valores similares, por ejemplo, de 1.2 a 4.9 mg $L^{-1}$ en el Zambeze, África austral (Lambert *et al*., 2016), de 0.2 a 6.9 mg $L^{-1}$ en el Tana, Kenia (Tamooh *et al*., 2012) o de 1.66 a 5.35 mg $L^{-1}$ en el Orinoco, Venezuela (Mora *et al*., 2014). Sin embargo, ciertos ríos tropicales tienen valores mayores a 10 mg $L^{-1}$, (p.ej., Negro, Brasil), esto se asocia a la mayor presencia de humedales y bosques (Seyler *et al*., 2006). La concentración de COD (r = 0.56, p < 0.005) se correlacionó con el caudal; es decir, aumenta durante la TL; esto se debe a los procesos de lixiviación y arrastre de materia orgánica a través de la erosión superficial del suelo (*flushing effect*), lo cual sugiere que el COD es principalmente alóctono; mientras tanto, en la TS el ingreso de $C_{Org}$ declina fuertemente y la concentración de COD es probablemente dominado por el aporte autóctono (fitoplancton) (Meybeck, 2006; Mora *et al*., 2014). La tendencia del COD es aumentar hacia la desembocadura, principalmente en la TL (Figura 2), similar a lo reportado en la cuenca del río Amazonas (Hedges *et al*., 2000). Lo anterior puede atribuirse a una mayor presencia de humedales y llanuras de inundación en la zona baja (p.ej., Pantanos de Centla), así como a procesos eficientes de degradación de materia orgánica en la cuenca baja más cálida (Lambert *et al*., 2016). Por el contrario, en el río Mississippi la tendencia del COD es una disminución río abajo, como resultado de diluciones de los tributarios que han perdido humedales por cambios de uso de suelo (Duan *et al*., 2017). Estos hallazgos resaltan la importancia de los humedales en la regulación longitudinal del COD.

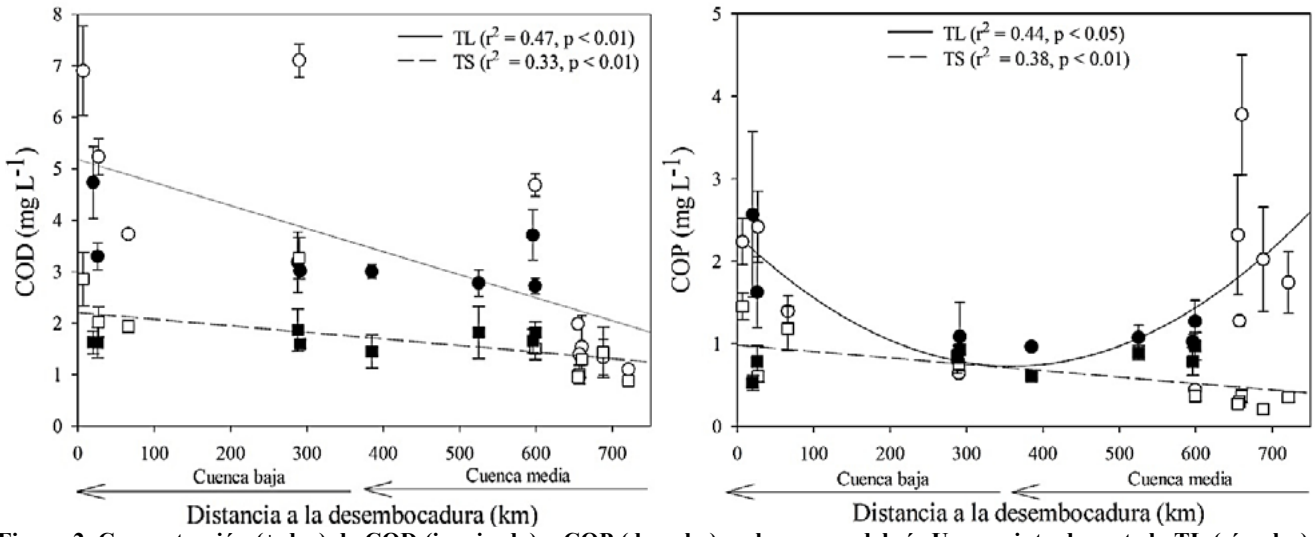



**Figura 2. Concentración (± d.e.) de COD (izquierda) y COP (derecha) en la cuenca del río Usumacinta durante la TL (círculos) y TS (cuadrados).**

El cauce principal se diferencia en ambas temporadas (relleno negro) de los afluentes (relleno blanco). La distancia a la desembocadura se midió siguiendo el cauce del río.

La concentración de COP tuvo una correlación débil con la descarga ($r = 0.35$, $p = 0.03$). En la TL presenta valores mayores en las estaciones del río Lacantún y afluentes que tienen elevada turbidez, de manera similar al comportamiento de los sólidos suspendidos totales (SST) que muestran una disminución progresiva hacia los Pantanos de Centla (Oseguera-Pérez *et al*., 2018). Sin embargo, la concentración del COP aumenta en la desembocadura de la misma manera que la concentración de la clorofila *a* (Cuevas-Lara *et al*., 2018), lo cual indica que el COP en esta zona es de origen autóctono. Durante la TL la proporción COD:COP < 1 en las estaciones del río Lacantún y afluentes (0.73 ± 0.25) e indica que el COP es la fracción dominante, este comportamiento es similar a lo reportado por Meybeck (2006), donde el COP puede ser mayor en las regiones tropicales húmedas de alto relieve, (p.ej., cuenca alta del río Amazonas), debido al incremento de la precipitación y transporte de sedimentos. En las estaciones de la cuenca media y baja, la proporción COD:COP > 1, tanto para la TL (1.84 – 11.07) como para la TS (1.64 – 4.33), lo cual indica que el COD es la principal fracción. Diversos ríos tropicales (p.ej., Congo y Amazonas) tienen un comportamiento similar, con un aporte de ~80% de COD derivado de la descomposición de materia orgánica (Seyler *et al*., 2006).

*Flujo de Carbono Orgánico*

Durante la TL el flujo de COT fue significativamente mayor, con un incremento de hasta un orden de magnitud o más, en comparación con la TS; hay diferencias significativas entre ambas temporadas ($T = 460$, $p < 0.001$). En la TL el valor máximo (3391 ± 790 t $d^{-1}$) se reportó en la confluencia de los ríos Grijalva y Usumacinta, mientras que el mínimo (39.7 ± 1.8 t $d^{-1}$) fue en el río Tzendales ubicado en la reserva Montes Azules. Durante la TS, el flujo máximo de COT se reportó en la confluencia del río San Pedro con el Usumacinta (253 ± 45.6 t $d^{-1}$) y el valor mínimo nuevamente en el río Tzendales (1.69 ± 0.26 t $d^{-1}$. La tendencia observada es un rápido incremento del flujo de COT en los tributarios de la cuenca media (Figura 3); mientras que, en la desembocadura, el aporte del río Grijalva durante la TL representa hasta el 70% el flujo de COT en el cauce principal. Finalmente, el río Usumacinta descarga al Golfo de México a través de dos bocas, la primera después de la confluencia con el río Grijalva y la segunda 24 km al NE, a través del río San Pablo. Durante la TL, el flujo de COT medido en ambas bocas es de ~3687.3 ± 826.7 t $d^{-1}$, ~15 veces mayor que el flujo de COT en la TS (248.7 ± 37.2 t $d^{-1}$). Estos valores son considerablemente menores al transporte de COT del río Mississippi (~9260 t $d^{-1}$ en la TL y ~2191 t $d^{-1}$ en la TS) (Cai *et al*., 2015), sin embargo similar al flujo anual de COT (~1890 t $d^{-1}$) del río Oubangui (tributario del Congo). En ambas temporadas, el ~65-75% del flujo de $C_{Org}$ del Usumacinta corresponde a COD, este porcentaje es similar a varios ríos tropicales (Seyler *et al*., 2006).

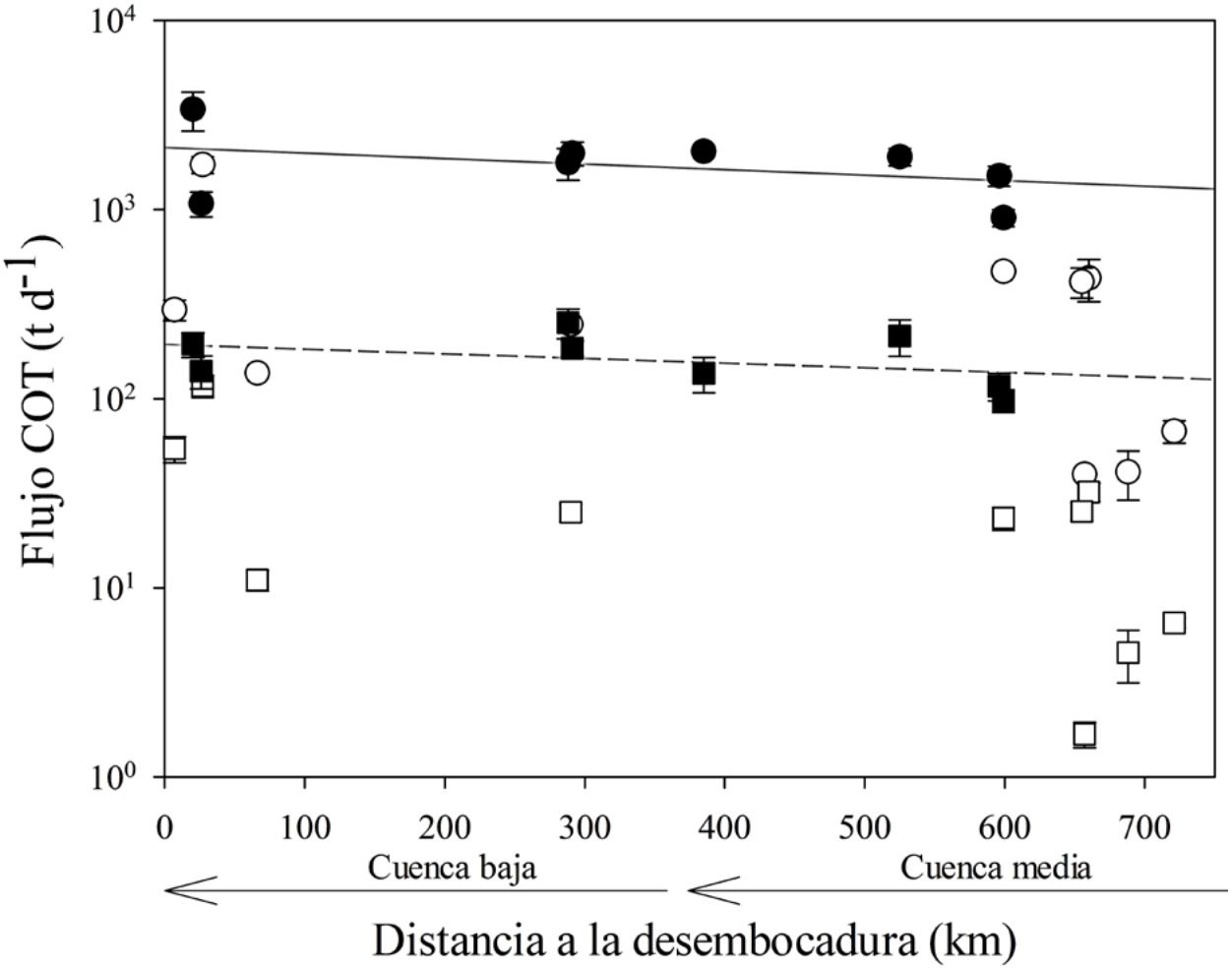



**Figura 3. Flujo de COT (± d.e.) en la cuenca media y baja del río Usumacinta durante la TL (círculos) y TS (cuadrados).** El cauce principal se diferencia en ambas temporadas (relleno negro) de los afluentes (relleno blanco).

Existe una clara estacionalidad en la exportación de $C_{Org}$ por parte del río Usumancinta, considerando que la temporada de secas abarca de enero a mayo (163 días) y la de lluvias de junio a diciembre (202 días); una aproximación muy burda indicaría que la exportación anual de $C_{Org}$ del río Usumacinta sería ~785 ± 170 x $10^3$ t año$^{-1}$, que representa entre la cuarta y sexta parte del flujo de COT del Mississippi (~4180 x $10^3$ t año$^{-1}$) (Cai *et al*., 2015). Esta es la primera estimación referente al flujo de COT de un río tropical mexicano y debe verificarse por estudios posteriores.

## Conclusiones

La concentración de COD fluctuó entre 0.88 y 7.11 mg L$^{-1}$, mientras que la de COP entre 0.21 y 3.78 mg L$^{-1}$. El COD presenta valores máximos durante la TL debido a los procesos de lavado del suelo, además se incrementa hacia la desembocadura y es la especie dominante (COD:COP>1), excepto en el río Lacantún y sus afluentes, en los cuales el COP aumenta en la TL, lo cual podría tener su explicación en la litología de la cuenca (rocas carbonatadas) y el arrastre de material suspendido alóctono erosionado. Ambas fracciones presentan diferencias significativas entre las dos temporadas. El flujo de C orgánico hacia el Golfo de México tiene una gran variabilidad estacional, puesto que en la TL es ~15 veces mayor que en la TS (3687.3 ± 826.7 t d$^{-1}$ versus 248.7 ± 37.2 t d$^{-1}$); además, el ~75% del flujo total está representado por COD, de forma similar a lo reportado en varios ríos tropicales.

## 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". Jorge Ramírez, Julio Díaz y Regina Ramírez colaboraron con el trabajo de campo y el procesamiento de datos. La Fundación Natura y Ecosistemas Mexicanos AC apoyaron logísticamente durante la estancia en la Estación Biológica Chajul.

## Literatura citada

Alcocer, J., M. Caballero, A. C. Ruiz-Fernández, L. A. Oseguera-Pérez, J Sánchez-Cabeza, J. D. Cuevas e I. Soria-Reinoso. 2018. Base de datos de Carbono en cuerpos acuáticos epicontinentales de México. Elementos Para Políticas Públicas 2:1-18.

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.

Butman, D., R. Striegl, S. Stackpoole, P. del Giorgio, Y. Prairie, D. Pilcher, P. Raymond, F. Paz Pellat, and J. Alcocer, 2018: Chapter 14: Inland waters. pp. 568-595. *In*: Cavallaro, N., G. Shrestha, R. Birdsey, M. A. Mayes, R. G. Najjar, 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.

Cai, Y., L. Guo, X. Wang and G. Aiken. 2015. Abundance, stable isotopic composition, and exportfluxes of DOC, POC, and DIC from the Lower Mississippi. River during 2006–2008. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences. 120:2273-2288.

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

Cuevas-Lara, J. D., D. Cortés-Guzmán, L. A. Oseguera-Pérez and J. Alcocer-Durand. 2018. Variación de la biomasa fitoplanctónica a lo largo del Río Usumacinta durante temporadas hidrológicas contrastantes. pp. 412-418. En: Paz, F., A. Velázquez- y M. Rojo (eds.). 2018. Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2018. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono eTecnológico de Sonora. Texcoco, Estado de México, México. 686 p.

Dickson, A., C. Sabine and J. R. Christian (eds.). 2007. Guide to Best Practices for Ocean $CO_2$ Measurements. Special Publication 3. 191 p.

Duan, S., Y. He, S. S. Kaushal and T. S. Bianchi. 2017. Impact of Wetland Decline on Decreasing Dissolved Organic Carbon Concentrations along the Mississippi River Continuum 3:1-12.

Hedges, J. I., E. Mayorga, E. Tsamakis, M. E. Mcclain, P. Quay, J. E. Richey, R. Benner, S. Opsahl, B. Black, T. Pimentel, J. Aguirre and L. Bourgoin. 2000. Organic matter in Bolivian tributaries of the Amazon River: A comparison to the lower mainstream. Limnology and Oceanography 45:1449-1466.

Hope, D., M. F. Billett and M. S. Cresser. 1994. A review of the export of Carbon in river water: Fluxes and processes. Environmental Pollution 84: 301-324.

Huang, T.-H., Y. -H. Fu and P. -Y. Pan. 2012. Fluvial carbon fluxes in tropical rivers. Current Opinion in Environmental Sustainability, 4:162-169.

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 Press.

Lambert, T., C. R. Teodoru, F. C. Nyoni, S. Bouillon, F. Darchambeau, P. Massicotte and A. V. Borges. 2016. Along-stream transport and transformation of dissolved organic matter in a large tropical river. Biogeosciences 13:2727-2741.

Li, M., C. Peng, M. Wang, W. Xue, K. Zhang, K. Wang, G. Shi and Q. Zhu. 2017. The carbon flux of global rivers: A re-evaluation of amount and spatial patterns. Ecological Indicators 80:40-51.

Meybeck, M. 1982. Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers. American Journal of Science 282:401-450.

Meybeck, M. 2006. Origins and Behaviors of Carbon Species in World Rivers. pp. 209-235. *In*: Roose, E. J., R. Lal, C. Feller, B. Barthes, and B. A. Stewart (eds.). Soil erosion and carbon dynamics. Taylor and Francis Group, LLC. New York.

Mora, A., A. Laraque, P. Moreira-Turcq and J. A. Alfonso. 2014. Temporal variation and fluxes of dissolved and particulate organic carbon in the Apure, Caura and Orinoco rivers, Venezuela. Journal of South American Earth Sciences 54:47-56.

Oseguera-Pérez, L., J. Alcocer-Durand, J. D. Cuevas and D. Cortés. 2018. Suspended Sediment content along the Usumacinta river, the Mexican tropics. Revista Internacional de Contaminacion Ambiental 34:193-198.

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 (cords.). Conservación y desarrollo sustentable en la Selva Lacandona. 25 años de actividades y experiencias. México.

Seyler, P., A. Coynel, P. Moreira-Turcq, H. Etcheber, C. Colas, D. Orange, B. Didier, J. Bricquet, A. Laraque, J.-L. Guyot, J.-C. Olivry and M. Meybeck. 2006. Organic carbon transported by the equatorial rivers: Example of Congo-Zaire and Amazon basins. pp. 255-274. *In*: Soil Erosion and Carbon Dynamics, Advances in Soil Science. CRC Press

Soares, D. and A. García. 2017. La cuenca del río usumacinta desde la perspectiva del cambio climático. 1ra. Ed. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.

Tamooh, F., K. Van den-Meersche, F. Meysman, T. Marwick, A. Borges, R. Merckx, F. Dehairs, S. Schmidt, J. Nyunja and S. Bouillon. 2012. Distribution and origin of suspended matter and organic carbon pools in the Tana River Basin, Kenya. Biogeosciences 9:2905-2920.

# 2.13. Consideraciones para el uso del isotopo estable $^{13}C$ en experimentos de Producción primaria en mares mexicanos

**Mercado-Santana J. A.**[1]; Lara-Lara J. Ruben[1]; Bazán-Guzmán Carmen[1]; Manuel Mariano[1], De la Cruz-Orozco Martin[1] y Mirabal-Gómez Uriel[1]

[1]Departamento de Oceanografía Biológica, Centro de investigación Científica y Superior de Ensenada (CICESE) Carretera Ensenada-Tijuana 3918 C.P. 22860 Zona Playitas.
Autor para correspondencia: mercadoj@cicese.mx

## Resumen

El uso de alternativas al $^{13}C$ (isotopo estable) para medir la asimilación de carbono por el fitoplancton se ha vuelto cada vez más popular con el avance de las tecnologías como la diversificación de los espectrómetros de masas y sus técnicas están cada vez más disponibles. Se realizaron experimentos en dos condiciones tróficas contrastantes en las costas mexicanas. Se evaluaron cuestiones relativas a las ecuaciones para el cálculo de las tasas de $^{13}C$-PP, efecto de la concentración de enriquecimiento de $NaH^{13}CO_3$, duración de la incubación, efecto de las diferencias del DIC, especialmente en el caso de regiones oligotróficas. Parece que se han producido menos problemas en las zonas eutróficas. Los resultados mostraron un buen ajuste entre experimentos simultáneos de$^{13}C$-PP y $^{14}C$-PP en laguna ojo de Liebre. El 10% de enriquecimiento mostró un mejor ajuste entre las dos estimaciones. En condiciones oligotróficas se recomiendan incubaciones de 6 h, así como, medir el DIC natural. Así como, filtrar de 2 L de muestra para obtener valores adecuados de POC.

**Palabras clave:** *producción primaria*; *isotopo estable $^{13}C$*; *fitoplancton*; *oligotrófico*; *eutrófico.*

## Abstract

The use of $^{13}C$ (stable isotope) to measure carbon uptake by phytoplankton has become increasingly popular with the advancement of technologies such as mass spectrometer diversification and its techniques are increasingly available. Experiments were conducted in two contrasting trophic conditions on the Mexican coasts. Questions related to equations for the calculation of $^{13}C$-PP rates, effect of $NaH^{13}CO_3$ enrichment concentration, incubation duration, effect of DIC differences, especially in oligotrophic regions, were evaluated. Fewer problems appear to have occurred in eutrophic zones. The results showed a good fit between simultaneous experiments of $^{13}C$-PP and $^{14}C$-PP in ojo de liebre lagoon. The 10% enrichment showed a better fit between the two estimates. In oligotrophic conditions, 6 h incubations are recommended, as well as estimate the natural DIC with samples of water. Also, filter 2 L of sample to obtain adequate POC values.

**Key words:** *primary production*; *stablish isotope $^{13}C$*; *fhytoplankton*; *oligtrophic*; *eutrophic.*

## Introducción

Aunque se introdujo la técnica del isotopo estable $^{13}C$ en estudios de producción primaria marina (PP) hace 42 años (Slawyk *et al.*, 1977), su uso se ha limitado a una cantidad relativamente pequeña laboratorios en el mundo, se ha utilizado principalmente como un elemento complementario a la asimilación de $^{15}N$ como actividad fotosintética del fitoplancton (Producción primaria nueva). Actualmente, con las restricciones legales de uso de material radioactivo (como el $^{14}C$) y el avance en la

instrumentación, nuevas técnicas en espectrometría de masas, han dado como resultado el creciente uso del isotopo de $^{13}C$ en estudios oceanográficos.

El uso de la metodología de $^{13}C$ puede ternar diferentes objetivos de investigación, los más reportados por la comunidad científica son estimar la tasa de producción primara, tasas de crecimiento de fitoplancton, flujos de carbono en diferentes condiciones oceanográficas, entre otros. Los factores que afectan una adecuada estimación de $^{13}C$ en productividad primaria ($^{13}C$-PP) se enlistan a continuación:

1. **Elección de las ecuaciones adecuadas para el cálculo de la asimilación de $^{13}C$**
2. Exactitud en los procedimientos analíticos
3. **Estimación de carbono inorgánico disuelto (DIC)**
4. **Análisis del carbono orgánico particulado (POC)**
5. **Cantidad de inoculo adecuada para la incubación.**
6. Volumen de incubación de muestras de agua de mar.
7. Cambios de las tasas de asimilación por la adición de $^{13}C$
8. **Cambios de las tasas de asimilación durante los periodos largos de incubación.**
9. Especies de fitoplancton y afinidad por diferentes isotopos de carbono.

La manera en que estos diversos factores afectan las estimaciones de las tasas de fijación de carbono debe tenerse en cuenta para una adecuada estimación de la producción primaria del fitoplancton.

El objetivo de este trabajo es hacer una revisión de la información disponible para el uso de $^{13}C$ en experimentos de PP, así como, aportar ejemplos de experimentos realizados en costas de mexicanas en una condición eutrófica (laguna costera) y en condiciones más complejas oligotróficas (Golfo de México). Nos enfocamos en los factores que afectan la estimación marcados en negritas. La información se sintetiza de una manera especialmente útil para los investigadores que trabajan con producción primaria marina.

## Materiales y Métodos

Este estudio se dividió en dos partes, la primera se revisaron más de 50 artículos científicos que mencionan o utilizan la metodología de $^{13}C$ en experimentos de producción primaria, los artículos fueron organizados y analizados, aplicando los criterios de selectividad para identificar los más relevantes, se empleó el software Refviz, los agrupa por número de citas (entre otros) de forma autónoma (ecuaciones de búsqueda), y nos permite identificar los artículos más importantes clasificados en temáticas que el software denomina “galaxia”.

La segunda parte consistió en la experimentación i*n situ* (condiciones naturales de luz) adaptando la metodología de $^{13}C$-PP propuesta por Hama *et al.* (1983); con las modificaciones Fernández *et al*. (2005) y Collos y Slawyk (1985). En dos ecosistemas marinos mexicanos contrastantes, uno en condición eutrófica en 3 estaciones en la laguna ojo de Liebre (B.C.S.) y otra, en condiciones oligotróficas en 2 estaciones de la región de Perdido (Golfo de México) (Figura 1).

En cada zona se realizaron experimentos pareados con diferentes% de enriquecimiento de muestras naturales (8%, 10% y 14%, $NaH^{13}CO_3$, 99.8% atom. Sigma-Aldrich), volumen de incubación (250 y 500 mL), Tiempo de incubación (3, 6, 7.5 h) con base en el previo conocimiento de Carbono inorgánico disuelto (DIC) de cada región. Cada incubación se realizó por triplicado (botella clara) y una botella oscura (respiración). En las estaciones de laguna ojo de liebre, se realizaron experimentos pareados de $^{14}C$-PP vs $^{13}C$-PP con el objetivo de comparar ambas estimaciones.

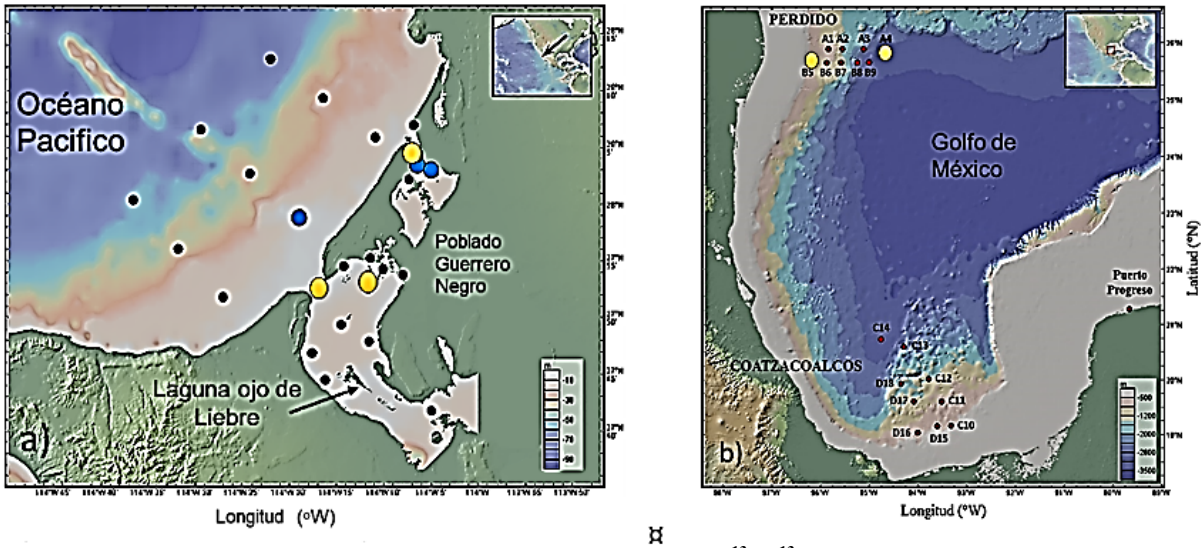



**Figura 1. Campañas de muestreo con experimentos de Producción primaria con $^{13}C$ ($^{13}C$-PP). a) Laguna Ojo de Liebre; b) Región Perdido.**
Experimentos de $^{13}C$-PP: puntos en color amarillo.

## Resultados y Discusión

### *Elección de las ecuaciones para calcular la producción primaria ($^{13}C$-PP)*

Se usaron las ecuaciones de 3 principales artículos mostrados en el análisis de Refvis como referencia para el cálculo de las tasas de $^{13}C$-PP (Slawyk *et al.*, 1977, Hama *et al.*, 1983 y Fernández *et al.*, 2005). Para una revisión a fondo de las derivaciones de las ecuaciones de $^{13}C$ se recomienda consultar Slawyk *et al.* (1977). Asimismo, los procedimientos detallados del uso de espectrómetro de masas o espectrómetros de emisión para obtener la razón $^{13}C/^{12}C$ se describen en Sakamoto *et al.* (1984) y Slawyk *et al.* (1984). De acuerdo a nuestros resultados, las siguientes ecuaciones nos permitieron calcular con mejor exactitud las tasas de incorporación de carbono por el método de $^{13}C$-PP (mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$).

El balance isotópico de $^{13}C$ y $^{12}C$ al final de la incubación de las muestras enriquecidas con $NaH^{13}CO_3$ se puede calcular de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\%^{13}C = \delta^{13}C_{DIC-Nat.}\,(POC - \delta POC) + \delta^{13}C_{DIC-Tot.} * \delta POC \qquad \text{(Ec. 1)}$$

$\delta^{13}C_{DIC\text{-}Nat.}$ Se refiere a la concentración natural de $^{13}C$ en las muestras sin enriquecer; en este estudio se consideró el valor de 0.01112 como absoluto. En la mayoría de las publicaciones este valor también es considerado constante (v. gr. Hama *et al.*, 1983; Fernández *et al.*, 2005; Lutz *et al.*, 2010, entre otros). POC, corresponde a la concentración de carbono orgánico particulado (mg C $m^{-3}$) de las muestras naturales (naturales); δPOC, se refiere a la concentración de carbono orgánico particulado (mg C $m^{-3}$) después de la incubación (Enriquecidas); $\delta^{13}C_{DIC\text{-}Tot,}$ refiere a la sumatoria del carbono inorgánico disuelto total natural de las muestras más la cantidad de inoculo de $NaH^{13}CO_3$ añadido a cada muestra, la concentración se calcula considerando el% atómico de $NaH^{13}CO_3$ añadido (pureza del compuesto añadido, indicado en la etiqueta del reactivo) se recomienda usar el más puro (99.8% atom. $^{13}C$, < 3 atom. $^{18}O$: Sigma-Aldrich). La incorporación absoluta de $^{13}C$ por el fitoplancton después de la incubación ($^{13}C$-PP, mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$) se calculó como sigue:

$$^{13}C - PP = \left[\left(\frac{(\delta^{13}C_{inc.} - \delta^{13}C_{osc.})}{(\delta^{13}C_{DIC-Tot.} - \delta^{13}C_{DIC-Nat.})}\right) x\ POC\right] / t \qquad \text{(Ec. 2)}$$

$\delta^{13}C_{inc.}$ se refiere a la concentración de $^{13}C$ en las muestras que fueron incubadas, mientras que, $\delta^{13}C_{osc.}$ corresponde al valor de $^{13}C$ obtenido de la botella oscura después de la incubación. t, refiere a tiempo de incubación en horas, que en este estudio utilizamos 2, 4, 6 y 7.5 h. Para el cálculo de $\delta^{13}C_{DIC\text{-}Tot.}$ Se consideró la razón isotópica $^{13}C/^{12}C$ como sigue:

$$\mu M^{13}C_{DIC} = (DIC_{tot.})\ x\ [(\%\ Atom.\ ^{13}C)/100] \quad \text{(Ec. 3)}$$
$$\mu M^{12}C_{DIC} = (DIC_{tot.})\ x\ [(100 - \%\ Atom.\ ^{13}C)/100] \quad \text{(Ec. 4)}$$

El agua de mar tiene valores relativamente constantes de $\delta^{13}C_{DIC\text{-}Nat\cdot}$, comparado con la alta variabilidad asociada de $\delta^{13}C_{DIC\text{-}Tot.}$ de muestras que han sido enriquecidas, por lo tanto, la variabilidad de $\delta^{13}C_{DIC\text{-}Nat\cdot}$, es insignificante en el cálculo de $^{13}C$-PP, es decir, una diferencia del 1% en el $\delta^{13}C_{DIC\text{-}Nat\cdot}$, implica un cambio en el tercer decimal de la tasa de $^{13}C$-PP.

*Efecto de la concentración de inoculo añadido*

Se llevaron a cabo 3 experimentos con metodologías de $^{14}C$ y $^{13}C$ en la laguna ojo de liebre (Figura 1), se colectó una muestra de agua superficial y se transfirió a botellas de 250 mL para $^{13}C$, 3 botellas claras y 1 oscura, se realizaron 3 diferentes enriquecimientos (8%, 10% y 14% de $NaH^{13}CO_3$), e inmediatamente se incubaron por 7 a 7.5 h bajo luz natural superficial. Todas las muestras fueron filtradas en filtros pre-calcinados (GF/F, Whatman) inmediatamente después de la incubación. Bajo las mismas condiciones, se incubaron 3 botellas de 250 mL claras y 1 oscuras, enriquecidas con $NaH^{12}CO_3$

La comparacion de las tasa de $^{13}C$-PP vs $^{14}C$-PP se presentan en la Figura 2. Las concetraciones de 14C-PP variaron entre 1.577 a 7.385 mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$. Los resultados mostraron que el mayor coeficiente correlación (0.98) se registró en el 10% de enriquecimiento y la menor desviación estándar (1.895). Los otros dos experimentos de enriquecimiento fueron $R^2 > 0.80$ (Valores aceptables). Hama *et al.* (1983) y Slawyk *et al.* (1984) en sus comparaciones reportan valores de $R^2 \geq 0.80$, en este estudio encontramos mayores coeficientes de determinación. Sin embargo, los valores de $R^2$ mostraron altos coeficientes y con este rango de variación no podemos determinar que el 10% de enriquecimiento es el mejor. Es decir, por lo menos en este rango no encontramos un efecto significativo en las tasas de fijación de carbono.

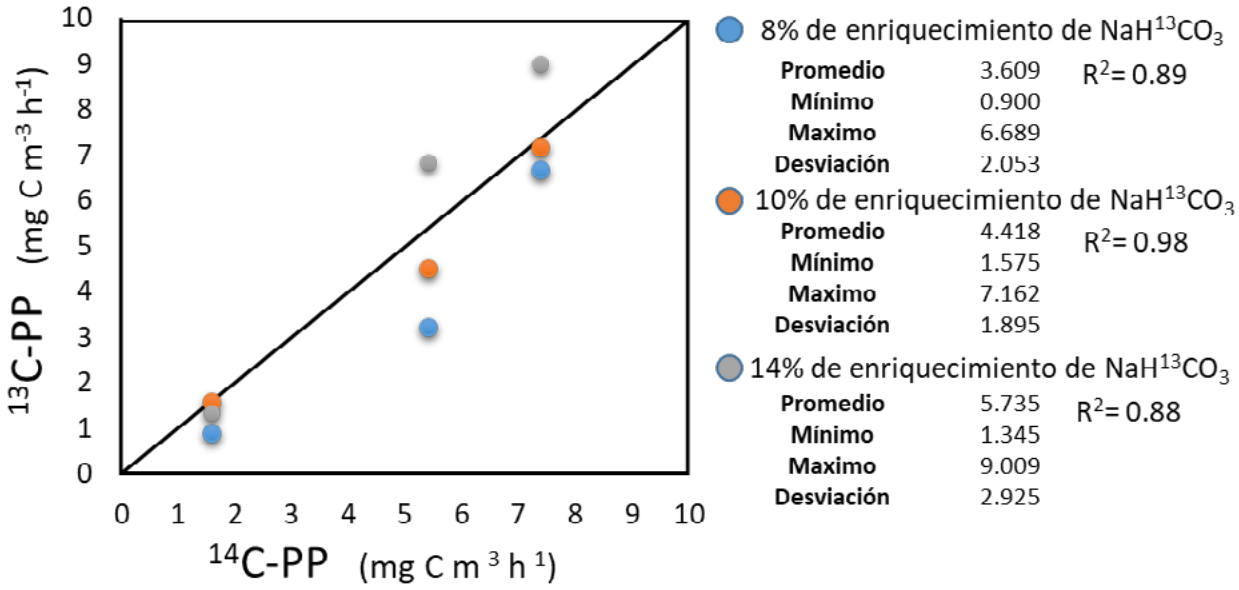



**Figura 2.Estimaciones de las tasas de $^{13}C$-PP y $^{14}C$-PP, a 3 diferentes enriquecimientos en 3 estaciones de laguna ojo de liebre.**

*Cambios de las tasas de asimilación durante el periodo de incubación*

Durante el crucero en la región de Perdido (GoM) se realizaron 2 experimentos *ex situ*, variando el tiempo de incubación en esta campaña se colecto muestra del 30% de luz (~ 20m) y en el máximo de fluorescencia (MF) (~ 95m) las muestras fueron inoculadas con el 10% de $NaH^{13}CO_3$ e incubadas inmediatamente en incubadores tipo Morel, después del tiempo experimentado (3 y 6 h) las muestras se filtraron siguiendo los lineamientos metodológicos propuestos.

Los resultados muestran que las tasas de $^{13}$C-PP fueron más altas cuando el tiempo de incubación fue 6 h (Cuadro 1), López-Sandoval *et al.* (2018) realizaron experimentos de $^{13}$C-PP en el mar mediterráneo, en condiciones tróficas similares a la del Golfo de México, ellos mencionan que las incubaciones largas >6 h permitieron mejores estimaciones de las tasas de $^{13}$C-PP en condiciones oligotróficas. Asimismo, Lefebvre *et al.* (2002), realizaron experimentos en un atolón de la polinesia francesa, ellos discuten que tiempos largos >6 h permitieron una adecuada estimación de las tasas de $^{13}$C-PP. Por las evidencias anteriores, recomendamos que en condiciones oligotróficas se utilicen tiempos de incubación alrededor de 6 h para una adecuada estimación.

**Cuadro 1. Comparación de las tasas de $^{13}$C-PP de dos estaciones de la región de Perdido en el Golfo de México, variando el tiempo de incubación.**

| Estación | Intensidad de luz (%) | Tiempor (horas) | |
|---|---|---|---|
| | | 3 | 6 |
| B5 | 30 | 0.012 | 0.134 |
| | ~1 | 0.492 | 0.589 |
| B9 | 30 | 0.25 | 0.321 |
| | ~1 | 0.3 | 0.382 |

Los valores son en mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$.
Los valores son tomados de máximo valor de la curva P-E.

*Adecuada estimación de DIC y POC*

Extremo cuidado debe tenerse en la estimación del carbono inorganico disuelto natural ($DIC_{Nat.}$), de ello depende el cálculo de la cantidad de inoculo a usarse para enriquecer (8%, 10 o 14% del $DIC_{Nat.}$) y una adecuada estimación de la tasa $^{13}$C-PP de cada muestra. Slawyk *et al.* (1977), Hama *et al.* (1983) López-Sandoval *et al.* (2018) recomiendan tomar muestras discretas de agua de mar de un perfil tipo para medir el $DIC_{Nat.}$ Una adecuada metodología es la propuesta en Dickson *et al.* (2007), 500 mL de muestra envenenadas con 100 µL de una solución de HgCl saturado. Si bien, lo ideal para un buen muestreo es tomar muestras DIC siempre que se realizan experimentos con $^{13}$C, una alternativa si no se cuenta con la toman muestras, es la posibilidad de usar los datos de CTD y calcular el $DIC_{Nat.}$ con el software CO2sys (Pierrot *et al.*, 2006) con las constantes de disociación propuestas por Mehrbach *et al.* (1973) modificadas por Dickson y Millero (1987). Comúnmente se han reportado correlaciones mayores a 90% entre valores medidos y estimados por el software (v. gr. Hernández-Ayón *et al.*, 1999). Nosotros hemos hecho cálculos con las dos metodologías y la estimación de las tasas de $^{13}$C-PP son muy similares, algunos cambios en las decimales (Datos no se muestran). De estas evidencias, recomendamos que se considere tomar muestras discretas para estimar el $DIC_{Nat}$, cuando no exista la posibilidad de tomarlas, una opción recomendable es usar el CO2sys para estimar $DIC_{Nat}$.

Por otro lado, una variable clave en la estimación de las tasas de $^{13}$C-PP es la evaluación del carbono orgánico particulado (POC), ya sea, del perfil en la columna de agua o en su distribución temporal. La metodología propuesta en Slawyk *et al.* (1977), Hama *et al.* (1983) y Fernández *et al.* (2005) considera tomar una alícuota (generalmente del mismo volumen) de la misma muestra de agua que se incubará. Esta alícuota no se debe enriquecer con $NaH^{13}CO_3$, debido a que, lo que se desea es estimar la cantidad

POC natural, es decir, la línea base para estimar la fijación de carbono después de la incubación. Esta muestra debe filtrase inmediatamente después de su colecta. Lutz *et al.* 2010, recomiendan filtrar el doble de la muestra incubada para asegurar una buena señal en el espectrómetro (O. Atlántico argentino). López-Sandoval *et al.* (2018; 2019) filtran la mayor cantidad de muestra (> 2 L, oligotrófico), ese filtro lo fracciona en 4 y cada fracción es encapsulada por separado para tener una medición cuadriplicada. Nuestra experiencia nos ha permitido definir un volumen de filtración de acuerdo al intervalo de concentración de Clorofila *a* (Biomasa) que se resumen en el Cuadro 2:

**Cuadro 2. Volumen recomendado de filtración para la estimación de POC natural.**

| Condición trófica | Intervalo de Chl*a* (mg $m^{-3}$) | Volumen de filtración (L) |
|---|---|---|
| Eutrófico | >2 | 0.5 a 0.7 |
| Mesotrófico | 0.5 a 2 | 0.8 a 1.8 |
| Oligotrófico | <0.5 | >2 |

Una práctica recomendable sobre todo cuando se está iniciando en el uso de $^{13}C$ en estudios de producción primaria es medir por triplicado las botellas que se incubaran y las botellas iniciales, para eliminar la variabilidad de la manipulación de las muestras.

## Conclusiones

Los resultados de los experimentos simultáneos de $^{13}C$-PP y $^{14}C$-PP en la laguna ojo de liebre mostraron un buen ajuste entre sí, con valores altos de $R^2$ en las 3 condiciones de enriquecimiento experimentadas. El 10% de enriquecimiento mostró un mejor ajuste entre las dos estimaciones de la laguna ojo de liebre (eutrófica). Se debe prestar especial atención al uso de la metodología de $^{13}C$ en condiciones oligotróficas (como el Golfo de México), por ejemplo, incubaciones de 6 h son recomendadas para obtener resultados positivos, así como, tomar muestras discretas para medir el DIC natural. Igualmente, considerar los volúmenes de filtración del Cuadro 2 para obtener valores de POC positivos, además, considerar su medición por triplicado como mínimo.

## Agradecimientos

Agradecimiento especial a la Estación de Investigación Oceanográfica de Ensenada, SEMAR, A CONACyT: Investigación apoyada por el CONACYT y la Secretaría de Energía, a través del Fondo Sectorial CONACYT-Secretaría de Energía-Hidrocarburos, proyecto 201441. Contribución del Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGoM).

## Literatura citada

Collos, Y. and G. Slawyk. 1985. On the compatibility of carbón uptake rates calculated from stable and radioactive isotope data: implications for the design of experimental protocols in aquatic primary productivity. J. Plankton Res. 7:595-603.

Dickson, A. and F. 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.

Dickson, A., C. Sabine and J. R. Christian (eds.). 2007. Guide to Best Practices for Ocean $CO_2$ Measurements. Special Publication 3. 191 p.

Fernández, C., P. Raimbault, G. Caniaux, N. Garcia and P. Rimmelin 2005. Influence of mesoscale eddies on nitrate distribution during the POMME program in the north-east Atlantic Ocean, J. Mar. Syst. 55:155-175.

Hama, T., T. Miyazaki, Y. Ogawa, T. Iwakuna, M. Takahashi, A. Otsuki and S. Ichimura. 1983. Measurement of Photosynthetic Production of a marine Phytoplankton population Using a Stable $^{13}C$ Isotope. Mar. Biol. 73:31-36.

Hernández-Ayón, J. M., S. L. Belli and A. Zirino. 1999. pH, alkalinity and total $CO_2$ in coastal seawater by potentiometric titration with a difference derivative readout. Analytica Chimica Acta. 394:101-108.

Lefebvre S., P. Claquin, F. Orvain, B. Véron and L. Charpy. 2012. Spatial and temporal dynamics of size-structured photosynthetic parameters (PAM) and primary production ($^{13}C$) of pico- and nano-phytoplankton in an atoll lagoon. Mar. Pollut. Bull. 65:10-12.

López-Sandoval, D., A. Delgado-Huertas and A. Agustí. 2018. The $^{13}C$ method as a robust alternative to $^{14}C$-based measurements of primary productivity in the Mediterranean Sea. J. Plankton Res. 40:544-554.

López-Sandoval, D., A. Delgado-Huertas, P. Carrillo-de-Albornoz, C. M. Duarte and A. Agustí. 2019. Use of cavity ring-down spectrometry to quantify $^{13}C$-primary productivity in oligotrophic waters. Limnol. Oceanogr.: Methods 17:137-144.

Lutz, V. A., V. Segura, A. I. Dogliotti, D. A. Gagliardini, A. A. Bianchi and C. F. Balestrini. 2010. Primary production in the Argentine Sea during spring estimated by field and satellite models. Journal of Plankton Research 32:181-195.

Mehrbach, C., C. Culberson, J. Hawley and R. Pytkowicx. 1973. Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure. Limnology and Oceanography 18:897-907

Pierrot, D. E. L. and D. W. R. Wallace. 2006. MS Excel Program Developed for $CO_2$ System Calculations. ORNL/CDIAC-105a. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee.

Sakamoto, M., M. M. Tilzer, R. Gächter, H. Rai, Y. Collos, P. Tschumi, P. Berner, J. Zbaren, M. Dokulil, P. Bossard, U. Uehlinger and E. Nusch. 1984. Joint field experiments for comparisons of measuring methods of photosynthetic production. J. Plankton Res. 6:365-383.

Slawyk, G., M. Minas, Y. Collos, L. Legendre and S. Roy. 1984. Comparison of radioactive and stable isotope tracer techniques for measuring photosynthesis: $^{13}C$ and $^{14}C$ uptake by marine phytoplankton. J. Plankton Res. 6:249-257.

Slawyk, G., Y. Collos and J. C. Auclair. 1977. The use of the $^{13}C$ and $^{15}N$ isotopes for the simultaneous measurement of carbon and nitrogen turnover rates, Limnol. Oceanogr. 22:925-932.

# 2.14. Dinámica del sistema del carbono en la columna de agua en octubre 2018 en Punta Lobos, Sonora

**Flores-Trejo Lorena**[1]; Espinosa-Carreón T. Leticia[1]; De la Cruz-Ruíz A. Itahi[1]; Hernández-Ayón J. Martín[2] y Chapa-Balcorta Cecilia[3]

[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.
Autor para correspondencia: lorenaflorestrejo@gmail.com

## Resumen

El Golfo de California (GC) es uno de los ecosistemas marinos más grandes de América Latina, considerado una cuenca de evaporación con procesos físicos de mesoescala que determinan su gran dinámica. El objetivo de este trabajo fue conocer la dinámica del sistema del carbono en la columna de agua en octubre 2018 en dos estaciones oceanográficas frente a punta Lobos, Sonora. La estación costera presentó mayor concentración de carbono inorgánico disuelto (CID) con una gran influencia biológica en toda la dinámica del sistema del carbono, mientras que la estación oceánica tuvo una influencia tanto hidrológica (variables físicas) como biológicas, lo que se representó en una similitud en la mayoría de los perfiles. La masa de agua predominante en casi toda la columna de agua fue el Agua del Golfo de California (AGC) con altas concentraciones de CID (2053 a 2250 µmol $kg^{-1}$) y el Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs) estuvo asociada a profundidades > 125 m con 2245 µmol $kg^{-1}$.

**Palabras clave:** *Golfo de California*; *carbono inorgánico disuelto*; *pH*; *AGC.*

## Abstract

The Gulf of California (GC) is one of the largest marine ecosystems in Latin America, considered an evaporation basin with physical mesoscale processes that determine its great dynamics. The objective of this work was to know the dynamics of the carbon system in the water column in October 2018 in two oceanographic stations off Punta Lobos, Sonora. The coastal station presented a higher concentration of dissolved inorganic carbon (DIC) with a great biological influence on the whole dynamics of the carbon system, while the oceanic station had a hydrological (physical variables) as well as biological influence, which was represented in a similarity in most profiles. The predominant mass of water in almost the entire water column was the Gulf of California Water (AGC) with high concentrations of CID (2053 to 2250 µmol $kg^{-1}$) and Subtropical Subsurface Water (AStSs) was associated with depths > 125 m and 2245 µmol $kg^{-1}$.

**Key words:** *Gulf of California*; *dissolved inorganic carbon*; *pH*; *AGC.*

## Introducción

Mucho se ha hablado de la capacidad que posee el océano para absorber $CO_2$ antropogénico y por ello los estudios acerca del sistema de carbono se enfocan principalmente en la interacción que existe entre la atmósfera y el océano. Interacción que también se ha comenzado a ver reflejada en cambios en la columna de agua y que no se han estudiado con profundidad, entre estos cambios se ha relacionado una

importante disminución de los valores superficiales promedio de pH con reducción de 0.1 a 0.11 unidades según lo que reportan la Feely *et al*. (2018) y PMEL-NOAA (2019) que al estar expresada en escala logarítmica, los cambios en los valores de pH representan un impacto mundial muy importante. El sistema del carbono en la columna de agua es definido por la suma del carbono inorgánico disuelto (CID), alcalinidad total (AT), pH, presión parcial de $CO_2$ ($pCO_2$) e incluso puede estimarse el estado de saturación de aragonita (forma menos estable del $CaCO_3$) ($\Omega_{Arag}$) que nos indica la disponibilidad del $CaCO_3$ en la columna de agua. Actualmente diversos estudios han mostrado que la disponibilidad del carbonato de calcio ($CaCO_3$) se ha visto reducida en 0.5 unidades y que afecta directamente a organismos calcificadores (Feely *et al*., 2018).

Uno de los ecosistemas marinos más grandes, productivos e importantes de América Latina es el golfo de California, el cual es un mar semicerrado y considerado una cuenca de evaporación que se comunica directamente con el Océano Pacífico, presenta procesos físicos de diferentes escalas espaciales y temporales, además es uno de los ecosistemas más estudiados en diversos ámbitos, pero no en la dinámica del sistema del carbono por lo que debe ser estudiado más a fondo para comprender los cambios que están ocurriendo en el GC y la dinámica que tiene el sistema del carbono. Entre las regiones menos estudiadas del GC están la Centro-Sur, que son zonas altamente productivas debido a que se presentan importantes procesos de surgencias costeras en la costa de los estados de Sonora y Sinaloaen invierno y primavera, con importantes pesquerías y zonas de alimentación de diversas especies marinas (Santamaría-del-Ángel *et al*., 1994; Soto-Mardones *et al*., 1999; Espinosa-Carreón y Valdez-Holguín, 2007) (Figura 1). El objetivo de este trabajo fue conocer la dinámica del sistema del carbono en la columna de agua en octubre 2018 en Punta Lobos, Sonora.

## Materiales y Métodos

Se realizó un monitoreo en el área de Punta Lobos, Sonora (entre los 26.5-27.4° N y 109.7-111.2° O) en octubre de 2018, como parte de un crucero oceanográfico realizado a bordo del BI-08 "TECOLUTLA" de la Armada de México, se eligieron sólo dos estaciones representativas del área de estudio (una costera, denominada PL4 y una Oceánica PL15) (Figura 1). Mediante un CTD (Conductivity, Temperature, Depth, por sus siglas en inglés) se registraron los perfiles correspondientes a temperatura, salinidad, clorofila (Cl-*a*) y oxígeno disuelto (OD). Con ayuda de botellas Niskin acopladas a una roseta se colectaron alícuotas en botellas de borosilicato de 125 mL a diferentes niveles para la determinación de CID, AT y 50 mL para el pH. Las muestras obtenidas fueron las primeras en obtenerse, sin burbujear, para fijar las muestras de CID y AT se les añadió 100 µl de una solución saturada de cloruro de mercurio (elimina cualquier interferencia biológica) y se almacenaron en oscuridad a 20 ºC hasta su procesamiento.

El análisis del pH se llevó a una temperatura de 25 ºC en celda cerrada y se midió con un potenciómetro Orion Star A21, el cual fue calibrado antes del análisis. 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%. Con el programa CO2Sys (Lewis y Wallace, 1998) versión 2.2 y con las mediciones de CID, AT, y algunas variables hidrológicas y con ayuda de las constantes de Mehrbach *et al*. (1973) se estimó la $\Omega_{Arag}$, reacondicionadas por Dickson y Millero (1987). Además, se realizaron tres análisis de correlación, uno de todos los datos de la estación costera, otro de todos los datos de la estación oceánica y uno más de los datos del sistema del carbono y sus respectivas variables hidrológicas de ambas estaciones, esto con ayuda del software estadístico Statistica®, versión 8.

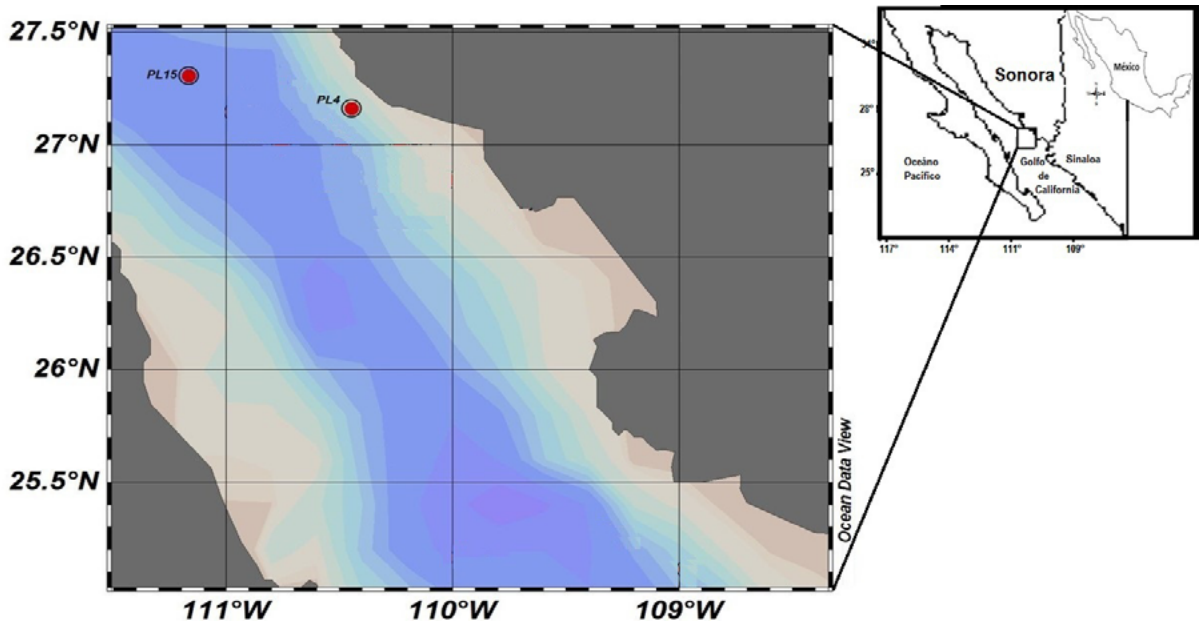



**Figura 1. Localización de las dos estaciones de muestreo (color rojo) representativas del área de Punta Lobos, Sonora.**

## Resultados y Discusión

La distribución de las masas de agua en octubre 2018 fue principalmente del AGC hasta los 125 m de profundidad, y en menor medida y asociada a la profundidad > 130 m, se aprecia el AStSs (Figura 2). Las masas de agua registradas en este estudio, coinciden con las reportadas por Castro *et al*. (2000), De la Lanza-Espino (2001) y Lavín y Marinone (2003) en su estudio para la región sur del GC. La relación de las masas de agua con el valor promedio de CID para el AGC fue de 2055 µmol $kg^{-1}$ (superficialmente), y el AStSs con 2245 µmol $kg^{-1}$, las cuales fueron menores a las reportadas por Hernández-Ayón *et al*. (2013), quienes reportan para la región de las islas grandes en invierno para el AGC concentraciones < 2250 hasta 2300 µmol $kg^{-1}$ y el AStSs una concentración de CID de ~2300 µmol $kg^{-1}$, dicha referencia pudo ser debida al efecto de la mezcla por mareas.

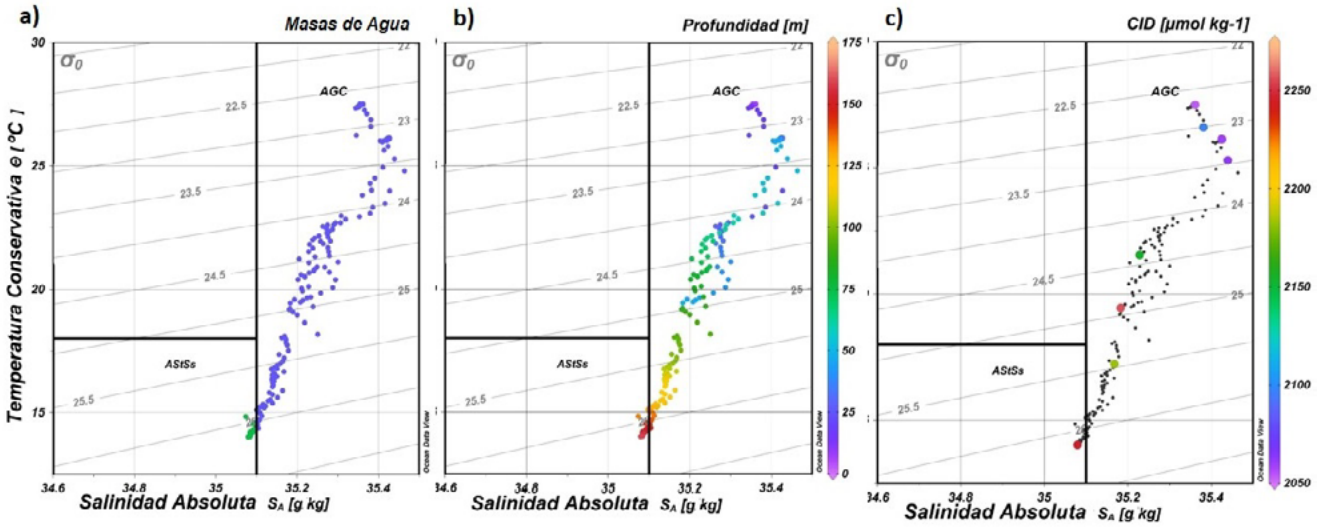



**Figura 2. Diagramas T-S de los registros obtenidos en las estaciones 4 y 15 en Punta Lobos, Sonora.**
(a)Las masas de agua se tomaron de acuerdo a la clasificación de Portela *et al*. (2016), (b) de acuerdo a la profundidad (m) y (c) con la concentración de CID (µmol $kg^{-1}$).

Los perfiles hidrológicos (temperatura, salinidad, Cl-*a* y OD) muestran una notable diferencia en ambas estaciones la costera mostró una capa de mezcla (CM) de ~20 m con > 27.5 °C en la superficie, en la oceánica la CM se registró hasta los 50 m con una temperatura de 26 °C (Figura 3a) La salinidad fue menor en la estación costera (35.2) y mayor en la oceánica (>35.25) con un perfil similar al observado en la temperatura con una disminución con respecto a la profundidad ($r = 0.98$, $p < 0.05$) (Figura 3b). En época de verano (septiembre 2016) se han reportado temperaturas > 30 °C y con capas de mezcla bien definidas hasta los 50 m de profundidad, con salinidades >35.2 (Espinosa-Carreón *et al*., 2017).

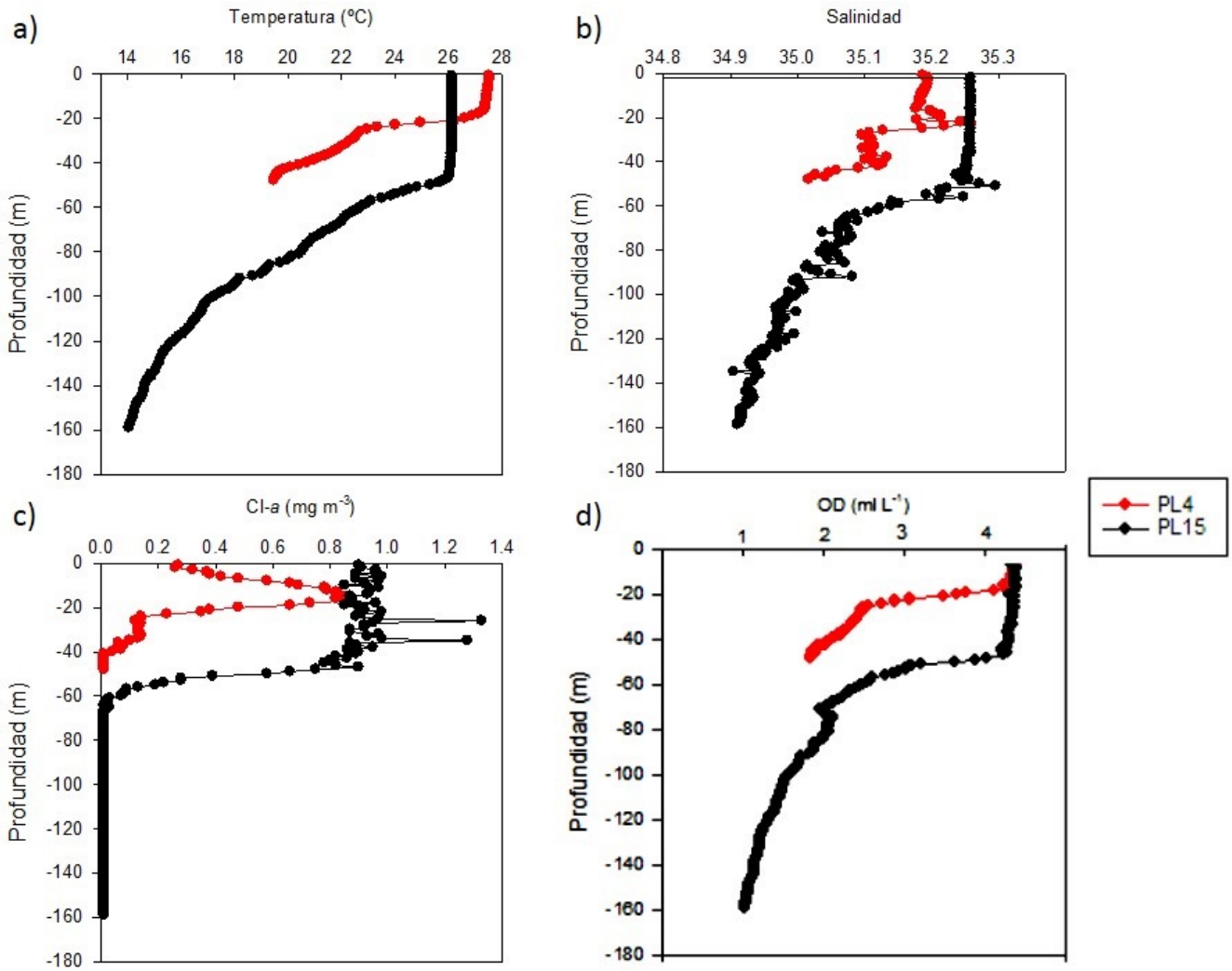



**Figura 3. Perfiles verticales de: a) temperatura, b) salinidad, c) clorofila, d) oxígeno disuelto, estación 4 (línea roja) y estación 15 (línea negra) en Punta Lobos, Sonora.**

El máximo de clorofila (0.8 mg $m^{-3}$) fue más somero en la estación costera y se asocia a la base de la termoclina, pero los valores de clorofila fueron mayores (> 0.9 mg $m^{-3}$) en la oceánica, observándose altos valores en toda la capa de mezcla, su comportamiento fue similar a los perfiles de temperatura y salinidad con Cl-*a* ($r > 0.87$, $p < 0.05$) (Figura 3c). El oxígeno disuelto registró en la superficie valores similares en ambas estaciones (4.3 mL $L^{-1}$), disminuyendo con respecto a la profundidad en la estación oceánica, las cuatro variables presentaron un comportamiento similar ($r > 0.96$, $p < 0.05$). Espinosa-Carreón *et al*. (2017) reportó para un estudio frente a Guaymas, Sonora en verano de 2016, el máximo de clorofila (1.25 mg $m^{-3}$) asociado a la base de la termoclina (50 m), en este estudio se registraron diferentes profundidades de la CM (20 y 50 m), lo que sugiere una dinámica diferente en Punta Lobos,

debido a las concentraciones de Cl-*a* en la columna de agua se sugiere que los organismos fitoplanctónicos cuentan con una considerable disponibilidad de luz, nutrientes, estabilidad por lo que tienen condiciones óptimas para su crecimiento (Cullen, 2015), específicamente en la estación oceánica en la estación oceánica en donde prácticamente toda la CM se registraron altas concentraciones de Cl-*a*. Es importante considerar que la variabilidad vertical que se registró en la estación costera a 50 m sugiere que el agua se elevó y se comprimió con respecto a la estación oceánica.

Los perfiles de CID presentaron un incremento conforme aumenta la profundidad con valores de superficie a fondo en la estación costera de 2053 a 2256 µmol $kg^{-1}$, y oceánica de 2055 a 2245 µmol $kg^{-1}$ (con una diferencia de fondo de 10 µmol $kg^{-1}$), en la estación costera entre los 20 y los 50 m se registró el mayor incremento de CID (199 µmol $kg^{-1}$), mientras que en la estación oceánica se mantuvo una concentración casi constante hasta los 50 m, y a partir de esta profundidad el CID se incrementó, es decir con un comportamiento similar inverso a las variables hidrológicas ya descritas (CID con respecto a temperatura $r$ = -0.99, salinidad $r$ = -1.00, Cl-*a* $r$ = -0.90, OD $r$ = -0.97; todas con $p < 0.05$) (Figura 4a).

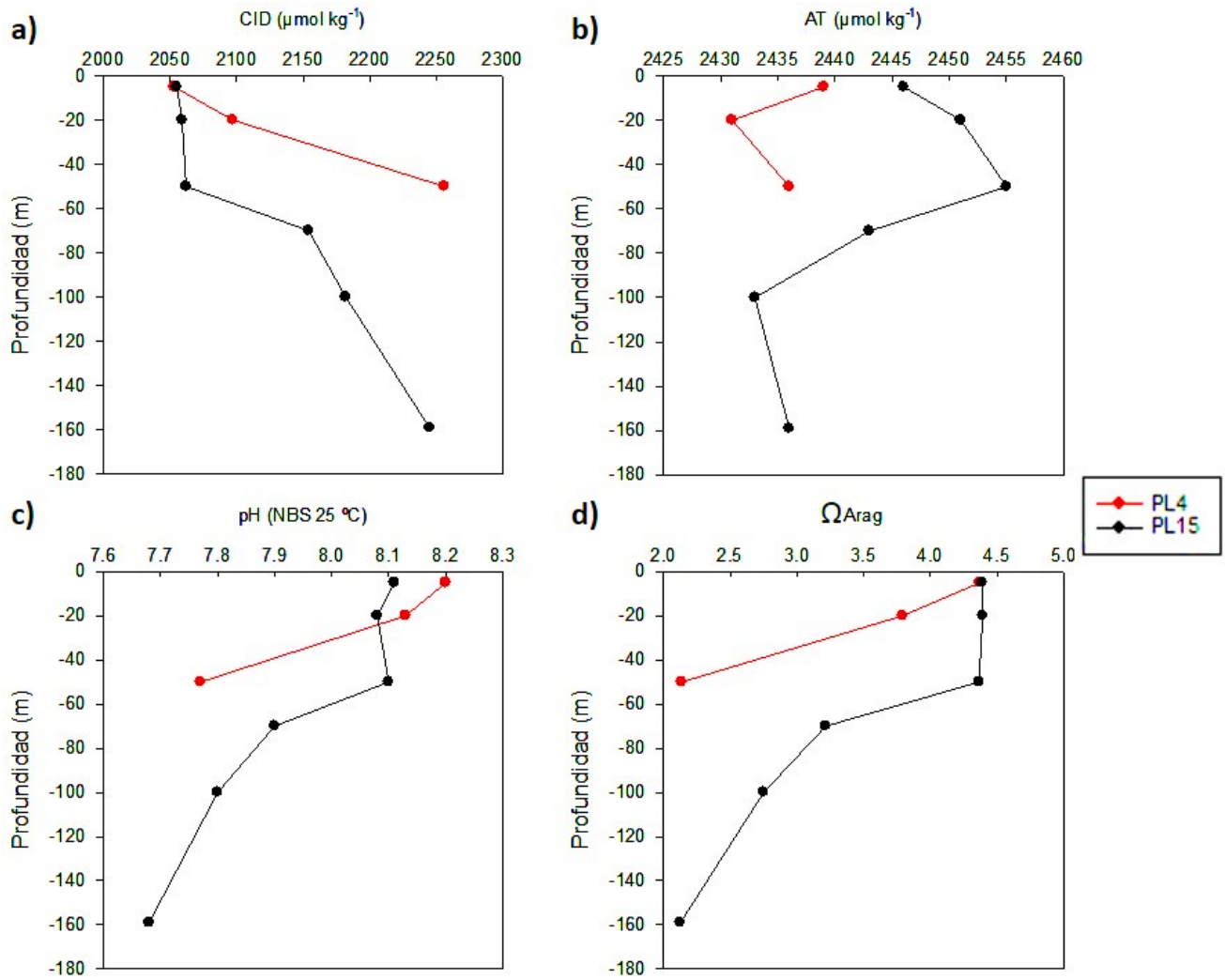



**Figura 4. Perfiles verticales de: a) carbono inorgánico disuelto, b) alcalinidad total, c) pH, d) ΩAragonita, estación 4 (línea roja) y estación 15 (línea negra) en Punta Lobos, Sonora.**

El comportamiento del AT fue opuesto en los primeros 50 m en ambos perfiles, en la estación costera se observó una disminución de AT a 20 m de 8 µmol $kg^{-1}$, la estación oceánica presentó concentraciones de AT altas en superficie (>2445 µmol $kg^{-1}$), con un incremento en la base de la capa de mezcla (2455 µmol $kg^{-1}$) y a continuación con tendencia a disminución en la profundidad (Figura 4b). Los valores de pH fueron ligeramente superiores en la estación costera (8.20) respecto a la oceánica (8.11), pero con una notable disminución en la primera se registraron valores de 7.76 a 50 m y la segunda de 7.68 a 160 m (Figura 4c), perfiles de pH presentan un comportamiento similar pero inverso al CID ($r$ = -0.95, $p$ < 0.05) y con correlaciones positivas y significativas ($r$ > 0.94, $p$ < 0.05) con la salinidad, temperatura, OD y $\Omega_{Arag}$, e incluso con la concentración de Cl-*a* ($r$ = 0.76, $p$ < 0.05). La $\Omega_{Arag}$ mostró un comportamiento casi idéntico a los perfiles de pH ($r$ = 0.95, $p$ < 0.05) e inversamente proporcional a los perfiles de CID ($r$ = 1.00, $p$ < 0.05) en ambas estaciones de muestreo (Figura 4d).

Los valores superficiales de CID registrados en este estudio (2053 µM $kg^{-1}$ en la costera y 2056 µM $kg^{-1}$ en la oceánica, fueron menores a los registrados para la región de las islas grandes por Hernández-Ayón *et al.* (2007) (2240 µM $kg^{-1}$), y por Hernández-Ayón *et al*. (2013) (2200-2300 µM $kg^{-1}$), sugieren que las concentraciones altas de CID fueron debido a la mezcla intensa de esa zona. Los resultados de este estudio en octubre 2018, se encontraron dentro del intervalo (2050-2080 µmol $kg^{-1}$) reportado por Espinosa-Carreón *et al.* (2017) para la región de Guaymas en época de verano (septiembre 2016). El gradiente vertical de aumento del CID está relacionado con dos procesos principales: el físico y el biológico (Álvarez-Borrego, 2007; Sabine *et al.*, 2002). La variabilidad de la AT en ambas estaciones hasta los 50 m de profundidad, sugiere fue debida a la acción biológica considerando los perfiles de Cl-*a*, en los cuales probablemente hubo organismos calcificadores, que en la estación costera al utilizar ($CaCO_3$) disminuyó la concentración de AT, mientras que en la oceánica al utilizar el $HCO_3$- aumentó la concentración de AT, a los 20 y 50 m de profundidad respectivamente (Sabine *et al*., 2002; Libes, 2009).

Zirino *et al.* (1997) y Sabine *et al*. (2002) reportan situaciones donde se registraron condiciones similares a la estación costera de este trabajo, un máximo de clorofila a los 20 m, que se asocia a una disminución en la AT, de pH y de $\Omega_{Arag}$, comportamientos relacionados a sistemas productivos (Gaxiola-Castro *et al*., 2010). La relación inversa entre pH, el $\Omega_{Arag}$ y el CID es el resultado de la combinación de procesos biológicos y físicos, y para un mejor entendimiento deben incluirse también la estratificación, fotosíntesis, respiración, y temperatura (Zirino *et al*., 1997).

## Conclusiones

Se presentó una diferencia muy marcada entre la estación costera y la oceánica en la región de Punta Lobos, Sonora en octubre 2018, siendo la estación costera la que presentó una concentración de CID (2256 µmol $kg^{-1}$) y una mayor variabilidad en la dinámica del sistema del carbono que se sugiere está relacionada a la actividad biológica. En la estación oceánica la distribución vertical de las variables hidrológicas y del sistema del carbono, sugieren una combinación de procesos físicos y biológicos. Se presentaron dos masas de agua en la zona, siendo al AGC la más predominante hasta los 125 m de profundidad con valores superficiales de 2055 µmol $kg^{-1}$ y el AStSs con una concentración de CID de 2245 µmol $kg^{-1}$.

## Agradecimientos

Los autores desean agradecer todas las facilidades a las autoridades de la Secretaría de Marina, por la invitación para participar en el crucero oceanográfico realizado a bordo del BI-08 “TECOLUTLA”, así como también a la tripulación del buque y al personal científico participante. Al proyecto SIP20180274, SIP20195181 por el financiamiento otorgado. ECL tiene beca EDI y COFAA. CRAI tiene beca CONACYT e IPN-BEIFI.

## Literatura citada


Álvarez-Borrego, S. 2007. Principios generales del ciclo del carbono en el océano. pp. 11-29. En: Hernández-de la Torre, B. y G. Gaxiola-Castro (eds.). Carbono en ecosistemas acuáticos de México. INE-SEMARNAT-CICESE. Ensenada, BC, México.

Castro, R., A. S. Mascarenhas, R. Durazo and C. A. Collins. 2000. Variación estacional de la temperatura y salinidad en la entrada del Golfo de California, México. Ciencias Marinas 26:561-583.

Cullen, J. J. 2015. Subsurface Chlorophyll Maximum Layers: Enduring Enigma or Mystery Solved? The annual Review of Marine of Science. 7:207-239.

De la Lanza-Espino, G. 2001. Características físico-químicas de los mares de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía. México. 149 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.

Espinosa-Carreón, T. L., L. Trejo-Flores, P. Morales-Urbina, I. Vázquez-Martínez, J. M. Hernández-Ayón and M. Norzagaray-Campos. 2017. Primeras mediciones del Carbono Inorgánico Disuelto frente a Guaymas, Sonora. pp. 184-188. 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. CICESE-UABC. Texcoco, Estado de México, ISBN: 978-607-96490-5-0, Espinosa-Carreón, T.L; Valdez-Holguín, J.E. 2007. Variabilidad interanual de clorofila en el Golfo de California. Ecología Aplicada. 6(1-2):83-92.

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 Shealf Research. 152:50-60.

Gaxiola-Castro, G., J. Cepeda-morales, S. Nájera-Martínez, T. L. Espinosa-Carreón, M. E. De la Cruz-Orozco, R. Sosa-Avalos, E. Aguirre-Hernández y J. P. Cantú-Ontiveros. 2010. Biomasa y producción del fitoplancton. pp. 59-82. En: Gaxiola-Castro, G; Durazo, R. (eds). 2010. Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California 1997-2007. Instituto Nacional de Ecología, SEMARNAT. México.

Hernández-Ayón, J. M., A. Zirino, F. Delgadillo-Hinojosa and S. Galindo-Bect. Carbono inorgánico disuelto en el golfo de California en condiciones de verano. pp 45-57. En: Hernández-de la Torre, B. y G. Gaxiola-Castro (eds.). Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México. INE-SEMARNAT, CICESE. DF, México.

Hernández-Ayón, J. M., C. Chapa-Balcorta, F. Delgadillo-Hinojosa, V. F. Camacho-Ibar, M. A. Huerta-Díaz, E. Santamaría-del Angel, S. Galindo-Bect and J. Segovia-Zavala. 2013. Dynamics of dissolved inorganic carbon in the Midriff Islands region of the Gulf of California: Influence of water masses. Ciencias Marinas 39:183-201.

Lavín, M. F. and S. G. Marinone. 2003. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. pp. 173-204. *In*: Velasco-Fuentes, O. U., J. Sheinbaum and J. Ochoa (eds.). Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics. Kluwer Academic Publications.

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.

Libes, S. 2009. Introduction to Marine Biochemistry. 2nd. ed. Elsevier. United States of America.

Mehrbach, C., C. H. Culberson, J. E. Hawley and R. M. Pytkowicz. 1973. Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure. Limnology and Oceanography 18:897-907.

PMEL-NOAA (Pacific Marine Environmental Laboratory- National Oceanic and Atmospheric Administration). Carbon Program. 2019. What is Ocean Acidification. https://pmel.noaa.gov/co2/story/What+is+Ocean+Acidification%3F (Consulta: abril 22, 2019).

Portela, E., E. Beier, E. D. Barton, R. Castro, V. Godínez, E. Palacios-Hernández, P. C. Fielder, L. Sánchez-Velasco and A. Trasviña. 2016. Water masses and circulation in the Tropical Pacific of Central Mexico and Surronding Areas. Journal of Physical Oceanography 46:3069-3081.

Sabine, C. L., R. M. Key, R. A. Feely and D. Greeley. 2002. Inorganic carbon in the Indian Ocean: Distribution and dissolution process. Global Biogeochemical Cycles. 16:15-1-15-18.

Santamaría-Del Ángel, E., S. Álvarez-Borrego and F. E. Muller-Karger. 1994. The 1982-1984 El niño in the Gulf of California as seen in coastal zone color scanner imagery. Journal Geophysichal Reserach. 99:7423-7431.

Soto-Mardones, L., S. G. Marinone and A. Parés-Sierra. 1999. Variabilidad espacio-temporal de la temperatura superficial del mar en el Golfo de California. Ciencias Marinas 25:1-30.

Zirino, A., J. M. Hernández-Ayón, R. A. Furhrmann, S. Álvarez-Borrego, G. Gaxiola-Castro, R. Lara-Lara and R. L. Bernstein. 1997. Estimate of surface $pCO_2$ in the Gulf of California from underway pH measurements and satellite imagery. Ciencias Marinas 23:1-22.

# 2.15. Almacenes de carbono en Pastos marinos de la Reserva de la Biosfera "Los Petenes", México

**Cota-Lucero T. C.**[1]; Mendoza-Martínez J. E.[1] y Herrera-Silveira J. A.[1]

[1]CINVESTAV-IPN, Unidad Mérida, km 6, Carretera antigua a Progreso, CP. 97310 AP. 73, Mérida, Yucatán México, Cordemex.
Autor para correspondencia:cotalucero@gmail.com

## Resumen

Los pastos marinos conforman extensos prados cuya importancia radica en las funciones estructurales y tróficas que realizan. Las praderas por medio de la fotosíntesis capturan $CO_2$ y lo transforman en carbono orgánico que se acumula en biomasa (hojas, rizomas y raíces) y en sedimentos. Este carbono almacenado es conocido como carbono azul. En México se distribuyen 9 especies en la zona costera y sus poblaciones se encuentran amenazadas principalmente por impacto antropogénico. A pesar de la disminución de sus poblaciones la información sobre su condición y su función como almacenes de carbono tanto en tejido vivo como en sedimentos a escala local es escasa. Por lo tanto, el objetivo del presente estudio fue estimar el carbono orgánico almacenado en biomasa de las praderas que se distribuyen en la Reserva de la Biosfera Los Petenes. Estas estimaciones se realizaron por medio de muestras de biomasa colectadas en campo y el carbono se calculó de manera indirecta. En cuanto al almacén de carbono, la reserva presenta un promedio de 2.19±0.18 Mg C $ha^{-1}$, mayor a lo reportado para otras zonas en México. Este carbono equivale a la retención de emisiones de $CO_{2eq}$ de 1.24 $TgCO_{2eq}$ del océano y la atmósfera. Los resultados del presente estudio indican que la Reserva es una zona con un alto almacén de carbono en México tanto por su extensión como por la biomasa generada, donde el tejido subterráneo aporta la mayor biomasa. Por lo que la Reserva debe mantener su estado actual de conservación.

**Palabras clave:** *carbono azul*; *biomasa*; *emisiones de $CO_2$.*

## Abstract

Seagrasses form extensive meadows whose importance lies in the structural and trophic functions they perform. Meadows through of photosynthesis capture $CO_2$ and transform it into organic carbon that accumulates in biomass (leaves, rhizomes and roots) and sediments. This stored carbon is known as blue carbon. In Mexico, there are 9 species distributed in the coastal zone and their populations are threatened mainly by anthropogenic impacts. Despite the decrease in their populations, information on their condition and their role as carbon stores both in living tissue and in local sediments is scarce. Therefore, the objective of the present study was to estimate the organic carbon stored in biomass of the seagrass that are distributed in the Los Petenes Biosphere Reserve, these estimates were made by means of biomass samples collected in the field and the carbon was calculated indirectly. Regarding the carbon storage, the reserve presents an average of 2.19 ± 0.18 Mg C $ha^{-1}$, higher than other zones in Mexico. This carbon is equivalent to the retention of $CO_{2eq}$ emissions of 1.24 $TgCO_{2eq}$ from the ocean and the atmosphere. The results of the present study indicate that the Reserve is an area with a high carbon store in Mexico both for its extension and for the biomass generated, where the belowrground tissue provides the highest biomass. Therefore, the Reserve must maintain its current state of conservation.

**Key words:** *blue carbon*; *biomass*; *$CO_2$ emissions.*

## Introducción

Los pastos marinos son angiospermas que poseen adaptaciones que les han permitido llevar a cabo su ciclo de vida completamente sumergidos, al igual que las plantas terrestres su composición estructural consiste en la presencia de tejido aéreo (hojas y vainas) y un tejido subterráneo conformado por rizomas y raíces, que es donde se acumula gran parte de las reservas energéticas (Thayer *et al*., 1984). La importancia de los pastos marinos radica en las funciones estructurales y tróficas que realizan. Las praderas de pastos marinos por medio de la fotosíntesis secuestran $CO_2$ de la atmósfera y el océano y lo transforman en carbono orgánico. Este carbono orgánico se acumula en biomasa (hojas, rizomas y raíces), por lo que en las últimas décadas han sido reconocidos junto con los manglares y las marismas como ecosistemas más eficientes que los bosques terrestres para capturar y almacenar carbono, con lo que contribuyen a la mitigación del cambio climático, por lo que se les conoce como ecosistemas Carbono Azul (Fourqurean *et al*, 2012a). Los pastos marinos son 35 veces más eficientes que los bosques tropicales y contribuyen en casi el 50% de total de carbono almacenado a escala global (Kennedy *et al*. 2010), por lo que su conservación y restauración son acciones prioritarias en países que han reconocido su importancia como Australia, Indonesia, España entre otros (Fourqurean *et al*. 2012a; Lavery *et al*. 2013, Macreadie *et al*. 2014; Alongi *et al*. 2016;)

Los pastos marinos se distribuyen en costas templadas y tropicales del mundo, su cobertura global comprende entre el 0.1-0.2% de los océanos del mundo (Duarte, 2002). En México se distribuyen 9 de las 72 especies de pastos marinos registradas mundialmente (Kuo y Den Hartog, 2001), y si bien el número de especies es relativamente reducido, su compleja estructura física y elevada productividad los hace propicios para sustentar una biomasa considerable. En el Pacífico norte se ha registrado perdida de hábitats dominados por estos ecosistemas (López-Calderón y Riosmena-Rodríguez, 2010), al igual que en las costas del Golfo de México, ya que el 54% (19 250 $km^2$) de humedales y pastos marinos se perdieron durante la década de los 90´s (Duke y Kruczynski, 1992). Estas pérdidas tienen efectos en su función ecológica particularmente en los almacenes de carbono, ya que las emisiones producidas por la desaparición de estos hábitats suelen ser mayor a lo almacenado en sus tejidos y en los sedimentos. Actualmente los trabajos enfocados sobre almacenes y secuestro de $C_{org}$ se han desarrollado en su mayoría en zonas de Norteamérica, Australia y Europa (Fourqurean *et al*. 2012a), mientras que en México a pesar de la disminución de sus poblaciones la información sobre la condición de las praderas y su función como almacenes de carbono tanto en tejido vivo como en sedimentos es escasa y dispersa. Por lo tanto, el objetivo del presente estudio fue estimar el carbono orgánico almacenado en tejido vivo (hojas, rizomas y raíces) de las praderas de pastos marinos que se distribuyen en la Reserva de la Biosfera Los Petenes en el estado de Campeche.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El presente estudio se llevó a cabo en la Reserva de la Biosfera los Petenes (RBLP) ubicada al sureste del Golfo de México la cual presenta la mayor Área natural protegida en la región con 282 857 ha. La superficie terrestre se encuentra dominada por vegetación tipo Manglar y Petenes que en conjunto representan 23% de la cobertura total (CONANP, 2006), además mantienen una fuerte conectividad hidrológica con la costa, ya que son una fuente importante de nutrientes que se distribuyen en la zona costera a esto se suma el intercambio con el drenaje subterráneo y la influencia de mareas de tipo mixta semidiurna y diurna con una altura máxima de 1m (Grivel-Piña, 1992). La zona marina es de tipo estuarino y representa el 64% de la cobertura en la Reserva, en esta se distribuye la mayor superficie de pastos marinos de México (Gallegos-Martínez *et al*. 2018), cuya comunidad está constituida por tres

especies (*Thalassiatestudinum (Tt)*, *Siryngodium filiforme (Sf)* y *Halodulewrightii (Hw)*) registradas hasta los 5 m de profundidad, compartiendo sustrato con una amplia diversidad de macroalgas.

*Metodología*

Para este estudio se realizaron transectos de 1 a 25 km perpendiculares a la costa (Figura 1) donde se seleccionaron un total de 86 estaciones de muestreo. En cada estación se colectaron muestras de biomasa (hojas, rizomas y raíces) de pastos marinos por medio del método cosecha en pie (*standing crop*) utilizando un nucleador de 15 cm de diámetro (CARICOMP, 2001). Estas muestras se tamizaron para eliminar el sedimento contenido en la muestra. En el laboratorio las muestras de biomasa se limpiaron y se removieron epifitas, así como fauna asociada. Estas muestras se subdividieron en componentes aéreo y subterráneo, y se secaron a 70 °C hasta obtener peso constante. Para estimar el promedio del contenido de carbono en biomasa de pasto marino por componente se convirtió el valor de peso seco (g p.s.m$^{-2}$) a su equivalente de carbono considerando los siguientes factores de conversión 0.34 y 0.35, respectivamente, estos valores se extrapolaron a Mg C ha$^{-1}$ (Fourqurean *et al*. 2012b). También se tomaron medidas morfométricas de los pastos marinos, como el largo y el ancho de la hoja, cabe mencionar que el ancho esto sólo se consideró para *T. testudinum*, además se estimó la densidad de haces. Finalmente se realizó la estimación de las reservas de carbono en biomasa total tomando como referencia la extensión de la zona ocupada por pastos marinos reportada por Gallegos-Martínez *et al*. (2018).

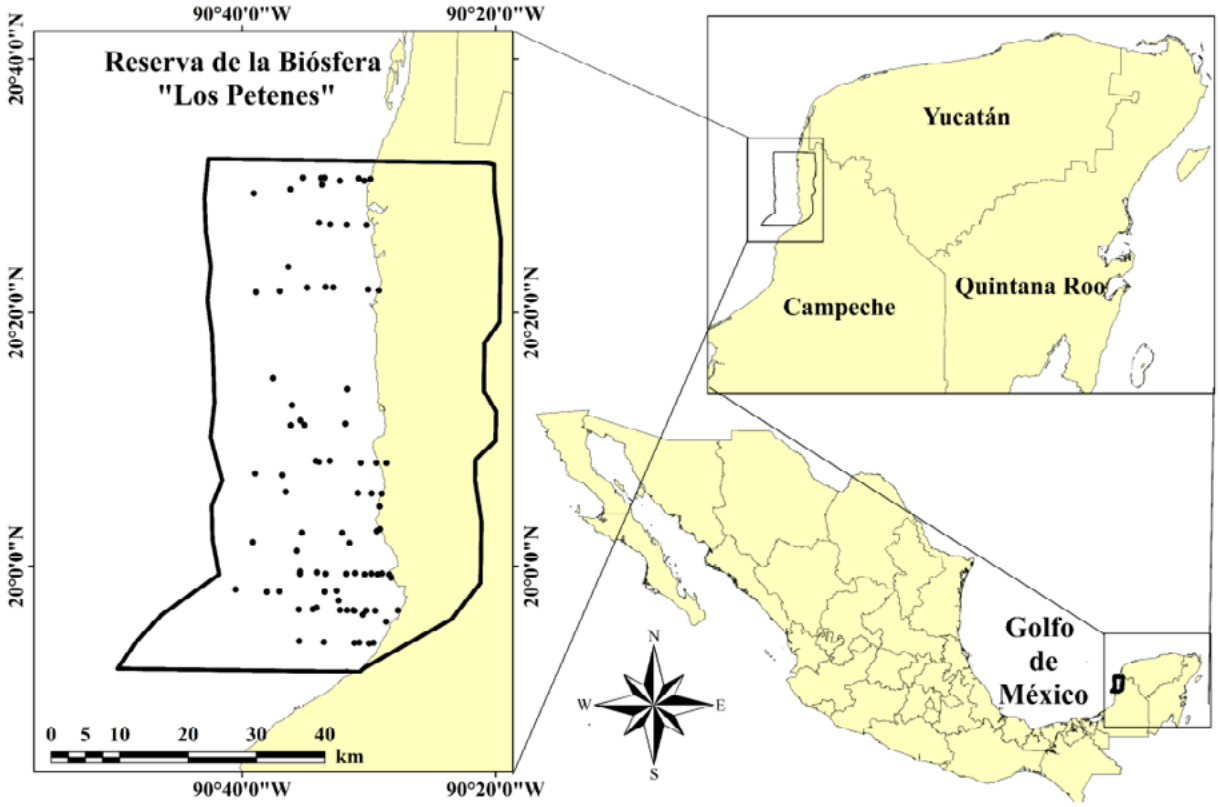



**Figura 1. Estaciones de muestreo en la Reserva de la Biosfera Los Petenes.**

## Resultados y Discusión

La Reserva de la Biosfera Los Petenes se caracterizó por presentar una gran heterogeneidad espacial en las variables como la morfometría, densidad y distribución de biomasas, así como la contribución que

existe por parte de las especies. En la Figura 2 se presenta el histograma de frecuencia para la variable largo de las hojas (*n*=2531), el mayor número de hojas con una longitud mayor a 30 cm se registró a los 2 y 5 m de profundidad, mientras que el menor a 1, 3 y 4 m, lo que refleja un gran contraste en el gradiente. En cuanto al ancho de las hojas, el mayor número de hojas se encuentran en los primeros 4 m de profundidad con un intervalo de 0.5 a 0.8 cm que representan el 46% del total de las observaciones (*n*=1874). El mayor número de hojas mayores a 1.2 cm de ancho únicamente se observaron a los 5 m de profundidad con un máximo de 2 cm. Esto es un reflejo de la complejidad estructural que existe en la reserva, la cual suele estar influenciada principalmente por factores abióticos como la luz y las corrientes (Samper-Villarreal *et al*. 2016).

Por otra parte, el promedio de biomasa total en la zona fue de 629.98±54 g P.s $m^{-2}$, donde el 81% de esta biomasa corresponde a tejido subterráneo. En general *T. testudinum* presenta la mayor contribución (79%) en la biomasa total ya que se presenta en toda el área muestreada, sin embargo, su contribución disminuye conforme incrementa la profundidad al inverso que sucede con *S. filiforme* y *H. wrightii*, habiendo sido observadas a partir de los 2 y 3 m de profundidad respectivamente, incrementando su contribución con respecto a la profundidad (Figura 2a).Cabe mencionar que los parámetros ambientales como la incidencia de luz, la temperatura y la disponibilidad de nutrientes, son factores que influyen en la presencia o ausencia de especies (Livingston *et al*, 1998).

En cuanto al almacén de carbono, esta ANP presenta en promedio 2.19±0.18 Mg C $ha^{-1}$ con un rango de 0.16 a 7.75 de Mg C $ha^{-1}$, estos valores son ligeramente menores a lo reportado a escala global en biomasa viva (2.52±0.48 Mg C $ha^{-1}$) (Fourqurean *et al.*, 2012a), pero mayores a los reportados en otras zonas como en la costa norte del estado de Yucatán (1.01 Mg C $ha^{-1}$) (Kantún-Manzano y Herrera-Silveira, 2014) y comparables con otras especies que dominan la región del Pacífico norte, donde la contribución de carbono en biomasa se ha estimado en 1.27 Mg C $ha^{-1}$ (Cota-Lucero, 2014). Con esto la Reserva podría ser considerada como una zona de muy alta importancia en el almacenamiento de carbono orgánico, por lo que si se mantiene su actual estado de conservación estará contribuyendo significativamente tanto en mitigar como en evitar emisiones de gases de efecto invernadero.

En cuanto a la distribución espacial del carbono almacenado respecto a la profundidad, las mayores concentraciones que fueron de 3.5±0.59 y 2.30±0.57 Mg C $ha^{-1}$ (Figura 2b) se registraron en profundidades de 1 y 2 m. Es probable que el manglar que se encuentra adyacente a las zonas de pastos marinos contribuya con nutrientes, favoreciendo el crecimiento de tejido vivo de las praderas de pastos marinos, además de que la distribución de taninos provenientes también del manglar podrían estar interfiriendo con la penetración de luz (Duarte, 1991), lo que repercute en el área foliar estimada para *T. Testudinum* a partir del largo por ancho de la hoja, ya que en esta zona fue de 37.8 $cm^{-2}$ menor a lo reportado en zonas profundas, y como compensación realiza la generación de mayor número de individuos como lo demuestra el presente estudio ya que a esta profundidad se registró la mayor densidad (434 haces $m^{-2}$), lo que podría explicar el mayor almacén de biomasa en esta zona. Por otra parte, el menor contenido de carbono (1.02±0.19 Mg C $ha^{-1}$) en las praderas de pastos marinos de la Reserva los Petenes se registró a los 5 m de profundidad a una distancia promedio hacia mar adentro de 18 km, cabe mencionar que los pastos marinos a esta profundidad estaban dominados por *S. filiforme* (Figura 2a), donde esta especie presenta el largo máximo de la hoja en la ANP con 44 cm y una densidad promedio de 570 haces $m^{-2}$, en el caso de *T. testudinum* a esta profundidad presenta una mediana de área foliar de 38 $cm^{-2}$ y su menor densidad con 128 haces $m^{-2}$, lo que corrobora su escasa contribución en la biomasa y por ende en el almacén de carbono a esta profundidad. A los 3 y 4 m los valores fueron similares entre 1.81±0.20 y 1.85±0.33 Mg C $ha^{-1}$ respectivamente. Las diferencias observadas a lo largo del gradiente de profundidad fueron estadísticamente significativas (P=0.003) como se observa en la Figura 3.

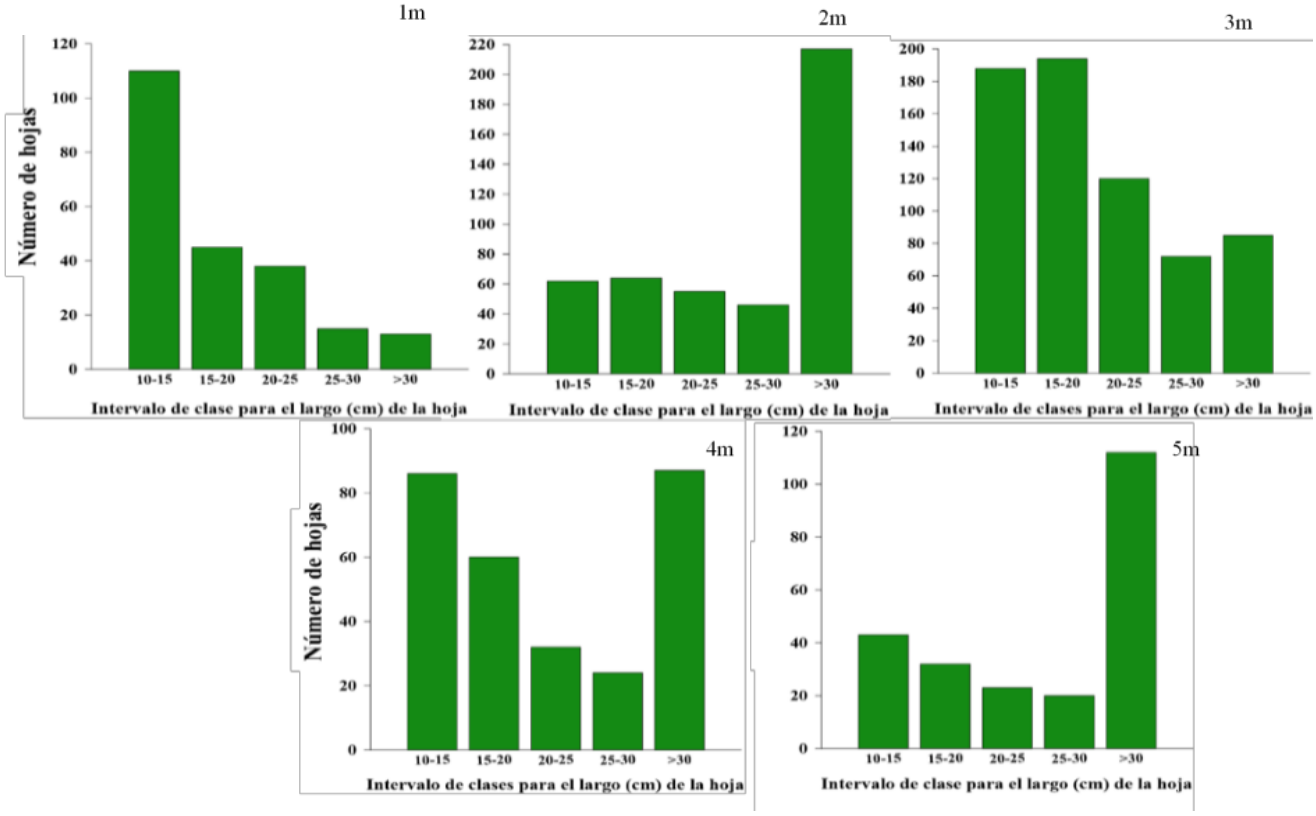



**Figura 2. Distribución de frecuencias para el largo de las hojas en cada profundidad.**

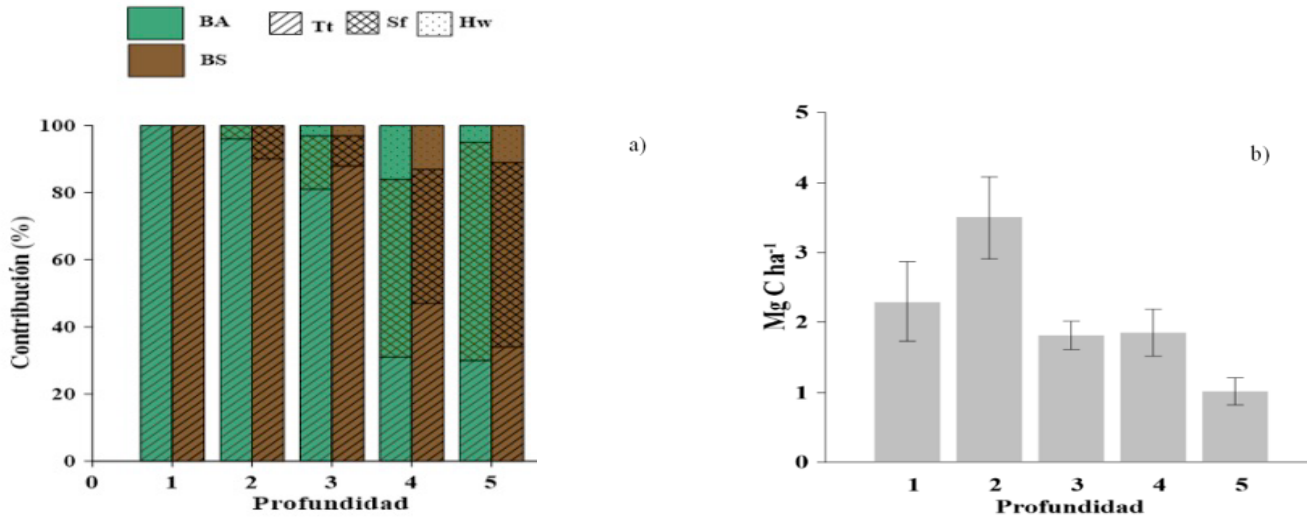



**Figura 3. a) Contribución por especie a la biomasa aérea (BA) y subterránea (BS) en el gradiente de profundidad; b) Distribución**

La distribución espacial y la conformación estructural de los pastos marinos en el ANP de los Petenes favorecen la retención de 1.24±0.10 Tg $CO_{2eq}$. La configuración espacial de las praderas de pastos marinos de los Petenes, permite un paisaje continuo y extenso a lo largo de 83 km de costa, contribuyendo así a una alta reserva de carbono orgánico en sus componentes vivos; comparada con sitios con almacenes promedio similares (Mg C $ha^{-1}$) aunque de menor extensión, de cualquier manera, las reservas de carbono son apenas superadas por praderas del Golfo Arábigo (Cuadro 1), por la extensión de praderas que presenta. Para Petenes, el tipo de sustrato, corrientes marinas, así como la pendiente poco pronunciada pueden ser factores importantes en la extensión observada en el sitio.

**Cuadro 1. alores de almacén aéreo vivo en pastos marinos reportados en la literatura comparados con los de este estudio.**

| Sitio | Especie dominante | Tipo | Rango (Mg C $ha^{-1}$) | Promedio (Mg C $ha^{-1}$) | Extensión (ha) | Reservas de carbono ($TgCO_{2eq}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Este estudio | *Thalassia testudinum* | Abierto | 0.2 – 7.8 | 2.2 | 154 722 | 1.24 |
| Bahía Asención, Quintana Roo, México.[1] | *Thalassia testudinum* | Semi-Cerrado | 0.7 - 3.4 | 1.8 | 74 000 | 0.48 |
| Abu Dhabi, Emiratos Árabes Unidos.[2] | *Halophila* sp. | Semi-Cerrado | 0 - 1.1 | 0.4 | 1 000 000 | 1.46 |
| Santa Clara, Yucatán, México.[3] | *Thalassia testudinum* | Abierto | 0.04 - 1.1 | 0.9 | - | - |
| Indonesia.[4] | *Thalassia* sp.; *Halodule* sp. | Semi-Cerrado | 0.6 - 3 | 1.8 | 3 000 000 | 19.81 |
| Estimación Global[5] | *Sin especificar* | - | 0.01 – 23.4 | 2.5 | - | - |

[1]Arellano-Méndez *et al.*, 2015; [2]Campbell *et al.*, 2015; [3]Kantún-Manzano y Herrera-Silveira 2014; [4]Alongi *et al.*, 2016; [5]Fourqurean *et al.*, 2012a.

## Conclusiones

La Reserva de la Biosfera Los Petenes es una zona con alto almacén de carbono en tejido vivo. Este almacén equivale a la retención de 1.24 $TgCO_2$eq. La zona se encuentra dominada por *T. testudinum* dentro de los primeros 3 m de profundidad mientras que *S. filiforme* predomina en las zonas profundas. Si bien la Reserva presenta un alto potencial en el almacén de carbono aéreo es necesario considerar el almacén de carbono ecosistémico el cual integra el almacén en los sedimentos. Por lo que se debe mantener su estado de conservación.

## Literatura citada


Alongi, D., D. Murdiyarso, J. Fourqurean, J. Kauffman, A. Hutahaean, S. Crooks, C. Lovelock, J. Howard, D. Herr, M. Fortes, E. Pidgeaon and T. Wagey. 2016. Indonesia's blue carbon: a globally significant and vulnerable sink for seagrass and mangrove carbon. Wetlands Ecology and Management 24:3-13.

Arellano-Méndez, L., S. Morales-Ojeda y J. Herrera-Silveira. 2015. Carbono orgánico de las praderas de *Thalassia testudinum* en Bahía de la Ascensión (Quintana Roo, México): Una primera estimación del contenido de carbono azul en una laguna costera del Caribe Mexicano. pp. 421-427. 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. 639 p.

Campbell, J. E., E. A. Lacey, R. A. Decker, S. Crooks and J. W. Fourqurean. 2015. Carbon storage in seagrass beds of Abu Dhabi, United Arab Emirates. Estuaries and Coasts, 38:242-251.

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 Mona, Kingston, Jamaica. U.S.A. 93 p.

CONANP (Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas). 2006. Programa de conservación y manejo: reserva de la Biosfera Los Petenes. CONANP. México, DF. 203 p.

Cota-Lucero, T. C. 2014. Comparación Histórica de *Zostera marina* en el Complejo Lagunar Bahía Magdalena-Almejas. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Baja California Sur. La Paz, Baja California Sur.

Duarte, C. M. 1991. Seagrass depth limits. Aquat. Bot. 40:363-377.

Duarte, C. M., 2002. The future of seagrass meadows. Environ. Conserv. 29:192-206.

Duke, T. and W. Kruczynski. 1992. A summary of the report: Status and trends of emergent and submerged vegetated habitats of the Gulf of Mexico. The Environmental and Economic Status of the Gulf of Mexico Gulf of Mexico Program, Stennis, Mississippi. USA.

Fourqurean, J. W., C. M. Duarte, H. Kennedy, N. Marbà, M. Holmer, M. A. Mateo, E. T. Apostolaki, G. A. Kendrick, D. Krause-Jensen and K. J. McGlathery. 2012a. Seagrass ecosystems as a globally significant carbon stock. Nat. Geosci. 5:505-509.

Fourqurean, J. W., G. A. Kendrick, L. S. Collins, R. M. Chambers and M. A. Vanderklift. 2012b. Carbon, nitrogen and phosphorus storage in subtropical seagrass meadows: examplesfrom Florida Bay and Shark Bay. Mar. Freshw. Res. 63:967-983.

Gallegos-Martínez, M. E., M. Torres-Alvarado, L. Calva-Benítez, Z. Marquez-García, F. Gutiérrez-Mendieta, G. Hernández-Cardenaz, A. Z. García-Pacheco y C. Márquez García. 2018. Indicadores del estado de salud de las comunidades de pastos marinos y manglares del Golfo de México. Informe Final. Fase I. Universidad Autónoma Metropolitana INE. 155 p.

Grivel-Piña, F. 1992. Tablas de Predicción de Mareas. Puertos del Golfo de México y Mar Caribe. Datos Geofísicos Serie A. Oceanografía. Instituto de Geofísica, UNAM.

Kantún-Manzano, C. y J. A. Herrera-Silveira. 2014. Influencia de las descargas de agua subterránea en los almacenes de carbono azul en dos praderas de pastos marinos en Yucatán. pp. 470-475. En: Paz, F. y J. Wong (eds.). 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. 642 p.

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. Glob. Biogeochem. Cycles 24:1-8.

Kuo, J. and C. Den Hartog. 2001. Seagrass taxonomy and identification key. pp. 31-58. *In*: Short, F. T. and R. G. Coles (eds.). Global Seagrass Research Methods. Elsevier. Amsterdam, The Netherlands.

Lavery, P. S., M. A. Mateo, O. Serrano and M. Rozaimi. 2013. Variability in the carbon storage of seagrass habitats and its implications for global estimates of blue carbon ecosystem service. PloS one 8:1-12.

Livingston, R. J., S. E. McGlynn and X. Niu. 1998. Factors controlling seagrass growth in a gulf coastal system: Water and sediment quality and light. AquaticBotany 60:135-159.

López-Calderón, J. and R. Riosmena-Rodríguez. 2010. Pastos marinos en Laguna San Ignacio, Baja California Sur: un ecosistema desatendido. CONABIO. Biodiversitas 93:7-10.

Macreadie, P. I., P. H. York, C. D. Sherman, M. J. Keough, D. J. Ross, A. M. Ricart and T. M. Smith. 2014. No detectable impact of small-scale disturbances on 'blue carbon' within seagrass beds. Mar. Biol. 161:2939-2944.

Samper-Villarreal, J., C. E. Lovelock, M. I. Saunders, C. Roelfsema and P. J. Mumby. 2016. Organic carbon in seagrass sediments is influenced by seagrass canopy complexity, turbidity, wave height, and water depth. Limnology and Oceanography 61:938-952.

Thayer, G. W., W. J. Kenworthy and M. S. Fonseca. 1984. The ecology of eelgrass meadows along the Atlantic coastal of North America: A community profile. Fish wildlife Serv., Biol. Serv. Program FMS/OBS. U.S. 147 p.

# 2.16. Impacto antrópico en la biomasa fitoplanctónica de lagos kársticos, Chiapas, México

**Rivera-Herrera Erika M.**[1]; Vargas-Sánchez Mariana[1]; Alcocer Javier[2] y Oseguera-Pérez Luis A.[2]

[1]Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, A.P. 70-305, DF 04510, Ciudad de México.
[2]Grupo de Investigación en Limnología Tropical. Facultad de Estudios Superiores Iztacala. Universidad Nacional Autónoma de México. Av. de los Barrios No.1, Los Reyes Iztacala. 54090 Tlalnepantla, Estado de México, México.
Autor para correspondencia: jalcocer@unam.mx

## Resumen

Se evaluó la concentración de la biomasa fitoplanctónica de un conjunto de cuerpos acuáticos del Parque Nacional "Lagunas de Montebello", Chiapas. El objetivo fue realizar una comparación de la cantidad y la distribución de la biomasa fitoplanctónica a lo largo de la columna de agua para reconocer las diferencias entre los lagos impactados y los no impactados. Al mismo tiempo se midieron variables fisicoquímicas *in situ* y se identificó el estado trófico que presentaron los lagos. Para medir la biomasa fitoplanctónica se utilizó como variable la concentración de clorofila *a* (Clor-a). Los resultados muestran que la concentración de biomasa fitoplanctónica es mayor, entre 30 y hasta 80 veces, en los lagos impactados (36.0 ± 13.6 µg $L^{-1}$) y con la particularidad que la biomasa fitoplanctónica se encuentra ubicada predominantemente cerca de la superficie. La concentración de biomasa fitoplanctónica en los lagos no impactados es reducida (0.73 ± 0.2 µg $L^{-1}$) y los picos de biomasa se encuentran en la porción media de los lagos formando un máximo profundo de clorofila o bien cerca del fondo.

**Palabras clave:** *Clorofila a*; *eutroficación*; *Montebello*; *México.*

## Abstract

We evaluated the concentration of the phytoplankton biomass in a set of aquatic bodies of the "Lagunas de Montebello" National Park, Chiapas. The aim was to make a comparison of the phytoplankton biomass concentration and distribution along the water column to distinguish the differences between the impacted and non-impacted lakes. At the same time, physicochemical variables were measured *in situ* and the lakes' trophic status was identified. The chlorophyll *a* (Chlor-a) concentration was used as a proxy to phytoplankton biomass. The results show that the phytoplankton biomass concentration in the impacted lakes was higher, from 30 and up to 80 times (36.0 ± 13.6 µg $L^{-1}$) than in pristine lakes; the phytoplankton biomass was mostly located close to the surface. The phytoplankton biomass concentration in the non-impacted lakes was rather low (0.73 ± 0.2 µg $L^{-1}$) and concentrated either in the middle portion of the lakes forming a deep chlorophyll maximum or close to the bottom.

**Key words:** *Chlorophyll a*; *eutrophication*; *Montebello*; *Mexico.*

## Introducción

La actividad humana ha aportado grandes cantidades de nutrientes a los ecosistemas acuáticos lo que ha ocasionado un incremento desmesurado de la población vegetal y una aceleración de los procesos naturales de eutrofización (Orozco *et al*., 2011. Las principales manifestaciones de dicho fenómeno son el incremento desmedido de la biomasa autotrófica, la coloración verde-grisácea del agua, la producción

de malos olores y la disminución en las concentraciones de oxígeno disuelto en el fondo debido al incremento de la materia orgánica en descomposición.

La concentración de clorofila *a* (Clor-a) se usa como indicadora de la cantidad de biomasa del fitoplancton (Aubriot y Bonilla, 2013). El fitoplancton es el grupo de microorganismo fotosintéticos que viven una parte o todo su ciclo de vida suspendido en la columna de agua y es el principal productor del carbono orgánico en la zona pelágica de los cuerpos acuáticos (Reynolds, 2006). La generación de la biomasa fitoplanctónica está determinada por procesos fisiológicos del fitoplancton, la tasa fotosintética o productividad primaria y por las condiciones ambientales entre las que destacan la concentración de nutrientes (Weihaupt, 1984).

A partir del año 2003 se evidenciaron signos de eutrofización en la Laguna Vuelta de Agua, cuerpo acuático del Parque Nacional "Lagunas de Montebello" (PNLM). Sin embargo, esta afectación se ha ido reproduciendo en otros lagos cercanos. Esta alteración ha causado alarma en pobladores y autoridades locales que han requerido ser informados acerca de este problema. En respuesta de lo anterior y con el objetivo de contar con evidencia científica de respaldo, este estudio evaluó la concentración de la biomasa fitoplanctónica de un conjunto de lagos de Montebello, incluidos impactados y prístinos (no impactados), se identificó el estado trófico que presentan utilizando para ello como variable la concentración de Clor-a, y se realizó una comparación de la cantidad y la distribución de la biomasa fitoplanctónica en la columna de agua de los cuerpos acuáticos para reconocer las diferencias entre los lagos impactados y no impactados o prístinos.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El PNLM se encuentra en la región SSE del estado de Chiapas. Se ubica a los 16°04' - 16°10' N y 91°37' - 91°47' O, a una altitud de 1500 m s.n.m. en la Región Hidrológica Nacional No. 30 Grijalva-Usumacinta, formando parte de la subcuenca del Río Grande de Comitán (CONANP, 2011). Posee un clima templado húmedo (García, 2004). Se diferencian dos épocas de acuerdo con la precipitación, la época de lluvias de mayo a enero con un total de 1625 mm, y la época de secas de febrero a abril, con una precipitación de 116 mm (CFE, 2012). Los lagos del PNLM forman parte de un complejo lacustre de origen kárstico que se extiende al territorio guatemalteco.

### *Metodología*

Se seleccionaron 16 lagos que representan distintos grados de impacto presente en los cuerpos acuáticos del PNLM. Lagos no impactados: Agua Tinta (AT), Cinco Lagos (CL), Dos Lagos (DL), Ensueño (Ens), Esmeralda (Es), Kichail (Ki), Montebello (Mo), Patianú (Pa), Pojoj (Po), San José (SJ), Tziscao (Tz) y Yalalush (Ya); e impactados: Balantetic (Ba), Bosque Azul (BA), Encantada (Enc) y San Lorenzo (SL). Los muestreos se llevaron a cabo en dos ciclos anuales: lluvias 2015 (octubre 2015), secas 2016 (febrero - marzo 2016), lluvias 2016 (noviembre 2016) y secas 2017 (marzo 2017).

En la parte central y más profunda de cada lago se registraron perfiles verticales de temperatura (T) y oxígeno disuelto (OD) con una sonda multiparamétrica de calidad del agua marca Hydrolab modelo DS5 acoplado a un sistema de captura y almacenaje de información. Adicionalmente, para determinar la zona eufótica ($Z_{EU}$ = 1% de la PAR), se midió la radiación fotosintéticamente activa (PAR) con un perfilador de fluorescencia natural marca Biospherical modelo PNF-300.

Para conocer la biomasa fitoplanctónica se evaluó la concentración de Clor-a obteniendo entre una y cinco muestras de agua a lo largo de la columna de agua dependiendo de la profundidad de cada lago. Las muestras de agua para el análisis de la concentración de Clor-a fueron filtradas el mismo día de la

colecta a través de filtros Whatman tipo GF/F de 13 mm (0.7 µm de apertura nominal de poro). El volumen de agua filtrado fue distinto para cada lago dependiendo si éstos eran de aguas turbias o transparentes (entre 20-70 mL). La filtración se realizó con una bomba de vacío a una presión de entre 0.3 y 0.5 atms. Los filtros fueron etiquetados y guardados en frascos oscuros y en refrigeración para ser analizados posteriormente en el laboratorio de la Facultad de Estudios Superiores Iztacala (FESI). Para la determinación de la Clor-a se siguió el método 445.0 de la United States Environmental Protection Agency (EPA) (Arar y Collins, 1997).

**Resultados y Discusión**

Todos los lagos presentaron estratificación térmica durante la época de lluvias de 2015. Los perfiles de OD fueron clinogrados en todos los lagos salvo en Es y Ya que presentaron un perfil vertical ortogrado. La condición de anoxia se presentó en el fondo de todos los lagos a excepción de Es y Ya, lo que confirmó que estos lagos se encontraban circulando debido a su someridad. En esta temporada la $Z_{EU}$ en los lagos no impactados fue en promedio de 22.1 ± 8.8 m, mientras que para los impactados fue de 2.63 ± 0.5 m.

Con respecto a la concentración de Clor-a, durante esta temporada los lagos no impactados presentaron un promedio de 0.75 ± 0.4 µg $L^{-1}$ mientras que los impactados mostraron un promedio de 19.6 ± 19.4 µg $L^{-1}$ (Figura 1). La distribución vertical a lo largo de la columna de agua fue distinta para los lagos no impactados y para los no impactados (Figura 2): en general, los no impactados presentaron valores máximos en el fondo (AT, Ens, Ki, Pa, Po y Ya) y a media agua (DL, Mo y Tz) aunque también se encontraron aquellos lagos cuya concentración fue homogénea a lo largo de toda la columna (CL y SJ); en tanto que los lagos impactados tuvieron máximos en superficie. Cabe señalar que en los lagos Mo y Tz se presentó un máximo profundo de clorofila (DCM por sus siglas en inglés).

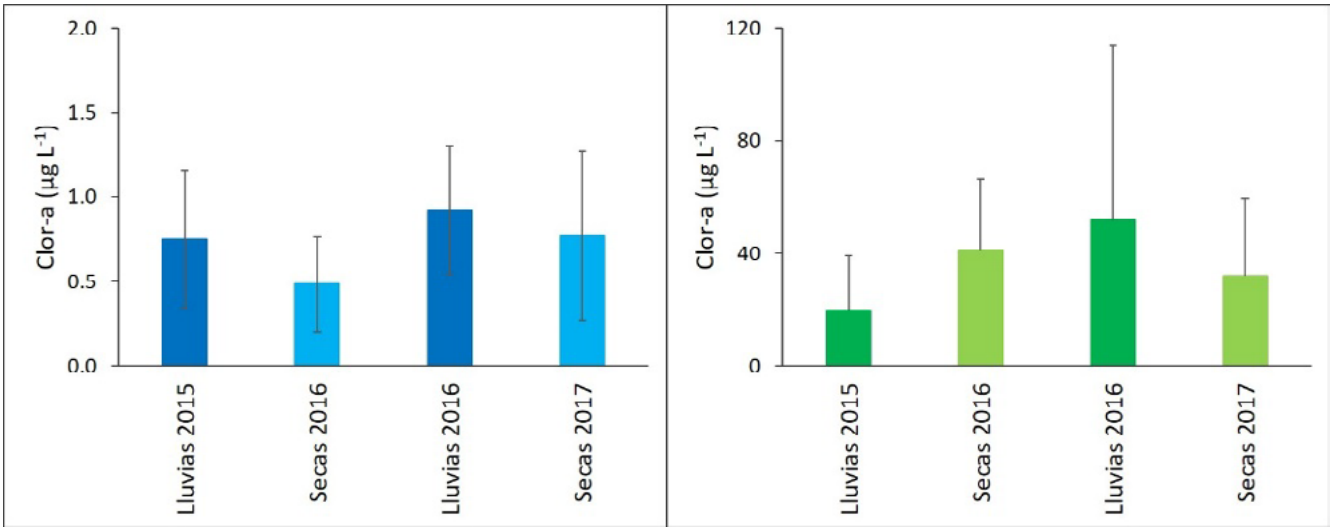



**Figura 1. Concentración promedio de Clor-a en los lagos no impactados (azul) e impactados (verde) del PNLM.**

En la época de secas de 2016, todos los lagos presentaron perfiles de T homogéneos, a excepción de BA. La mayoría de los lagos presentaron perfiles de OD homogéneos, indicando que se encontraban en circulación. De forma diferente, BA, SL, Po y CL presentaron perfiles de OD clinogrados con presencia de capa anóxica en el fondo, el perfil homogéneo de estos lagos sugiere que requerían más tiempo para comenzar a circular completamente. En promedio, la $Z_{EU}$ fue de 20.4 ± 12.4 m y 2.00 ± 0.9 m en los lagos no impactados e impactados respectivamente.

La concentración promedio de Clor-a en esta temporada fue de 0.48 ± 0.3 µg $L^{-1}$ para los no impactados y de 40.7 ± 0.3 µg $L^{-1}$ para los impactados (Figura 1). Se presentaron diferencias en ambos conjuntos de lagos en la distribución vertical de la Clor-a (Figura 3): los lagos impactados tuvieron las concentraciones máximas en superficie; mientras que los no impactados presentaron concentraciones máximas tanto en el fondo (Ens, Ki, Ya y Po) como a media agua (AT, CL, DL, Pa y SJ), únicamente Mo presentó la concentración máxima en superficie.

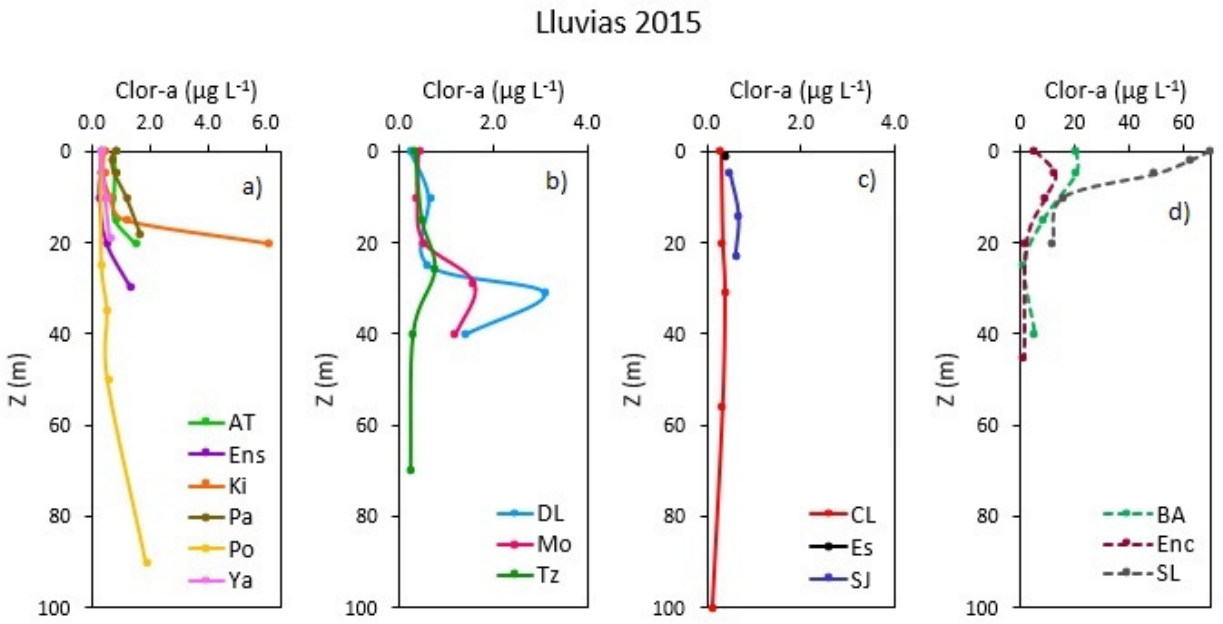



**Figura 2. Distribución vertical de la Clor-a (µg $L^{-1}$) durante la temporada de lluvias 2015 en los lagos no impactados (a, b y c) e impactados (d) del PNLM.**

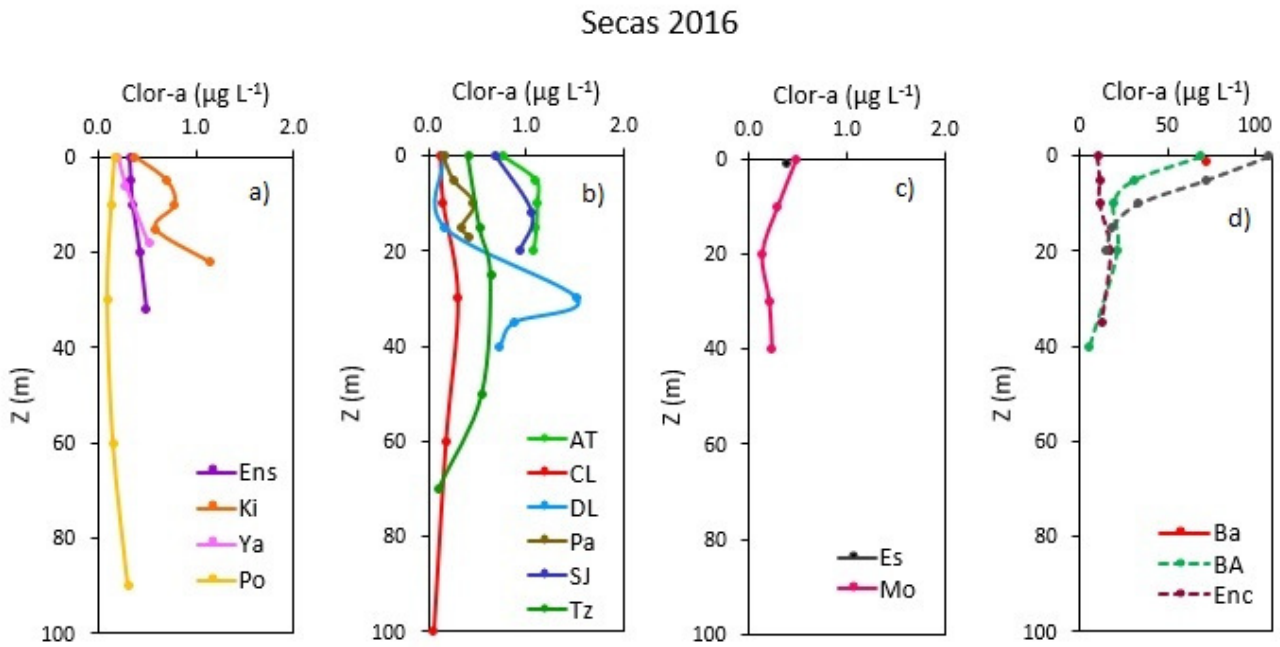



**Figura 3. Distribución vertical de la Clor-a (µg $L^{-1}$) durante la temporada de secas 2016 en los lagos no impactados (a, b y c) e impactados (d) del PNLM.**

Durante la época de lluvias de 2016, únicamente Es, AT, Ki, Ya y Ba fueron homotermos, el resto de los lagos presentó estratificación térmica, mostrando clinas más profundas y estrechas indicando que se encontraban al final de la estratificación. La condición de anoxia se presentó en el fondo de todos los lagos a excepción de Es, AT y Ki. La $Z_{EU}$ promedio para los lagos no impactados fue de 22.9 ± 12.1 m y para los impactados de 2.17 ± 0.3 m.

En relación con la Clor-a, los lagos no impactados presentaron una concentración promedio de 0.92 ± 0.4 µg $L^{-1}$ y los impactados de 51.8 ± 61.9 µg $L^{-1}$ (Figura 1). Durante esta temporada los lagos impactados presentaron nuevamente la concentración máxima en superficie; en tanto que en los lagos no impactados la concentración máxima se localizó en su mayoría en el fondo (CL, DL, Ki, Pa, Po, SJ y Ya) a excepción de AT, Ens y Mo cuyo máximo se encontró a media agua, en tanto que Tz presentó un perfil homogéneo a lo largo de la vertical (Figura 4). Únicamente en CL, Ens y Mo se observó la existencia de un DCM.

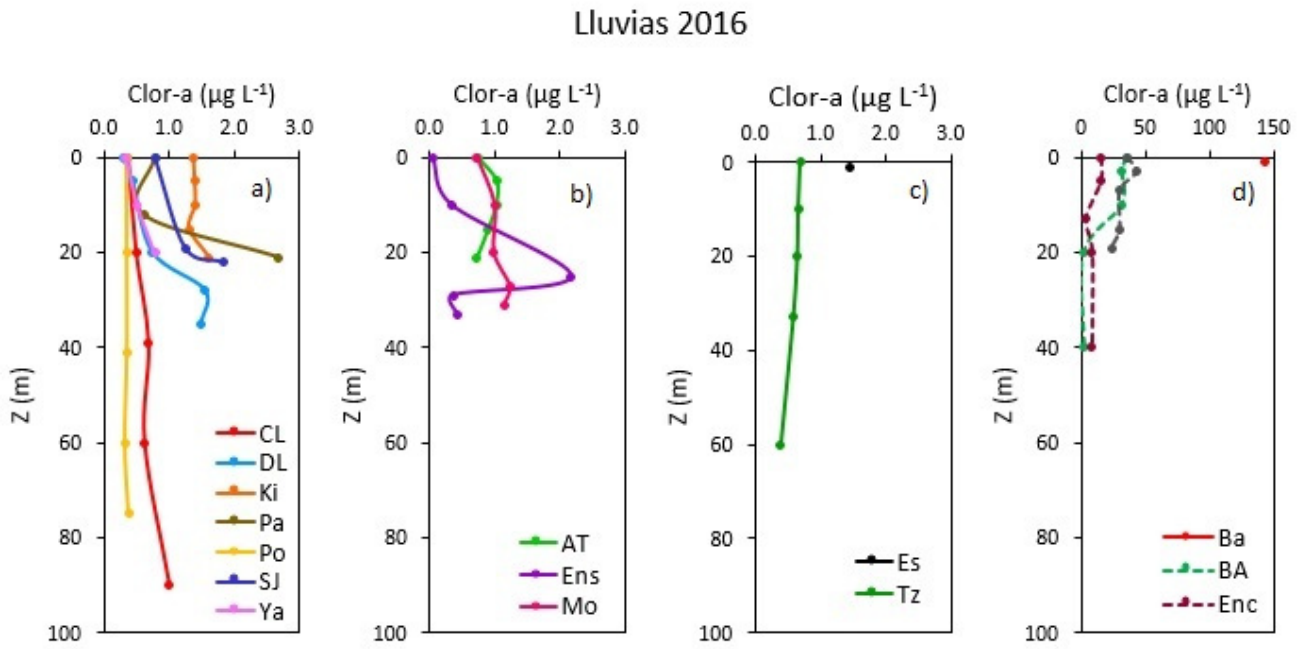



**Figura 4. Distribución vertical de la Clor-a (µg $L^{-1}$) durante la temporada de lluvias 2016 en los lagos no impactados (a, b y c) e impactados (d) del PNLM.**

En la época de secas de 2017, los lagos presentaron clinas someras e incipientes de T. La mayoría de los lagos presentaron perfiles de OD clinogrados, indicando mezcla vertical incompleta, posiblemente a que terminaba el periodo de circulación y comenzaba la estratificación. El promedio de la $Z_{EU}$ para los lagos no impactados fue de 23.3 ± 12.1 m y el de los lagos impactados de 2.00 ± 0.2 m.

La concentración promedio de Clor-a de los lagos no impactados fue 0.77 ± 0.5 µg $L^{-1}$ mientras que la de los impactados fue de 31.9 ± 27.6 µg $L^{-1}$ (Figura 1). El perfil vertical mostró concentraciones máximas para los lagos impactados en superficie, en tanto que para los no impactados las concentraciones máximas se localizaron en el fondo en AT y Ki, y a media agua en CL, DL, Po y Tz; también se observaron perfiles homogéneos en Ens y Mo (Figura 5). En esta temporada los lagos no impactados que presentaron un DCM fueron CL, Po y Tz.

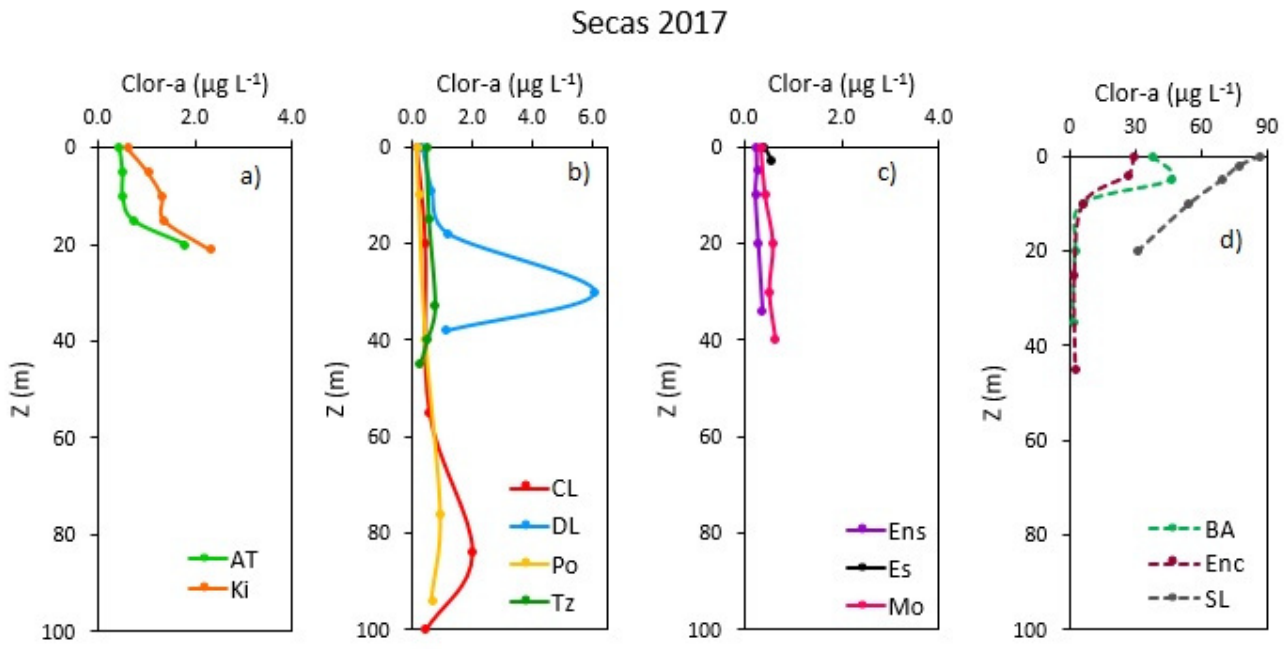



**Figura 5. Distribución vertical de la Clor-a (µg $L^{-1}$) durante la temporada de secas 2016 en los lagos no impactados (a, b y c) e impactados (d) del PNLM.**

Los perfiles de Clor-a de los lagos clasificados como impactados tienen una pendiente clinograda. A diferencia de los lagos clasificados como no impactados, que presentan perfiles de Clor-a ortogrados. Algunos lagos desarrollaron máximos profundos de clorofila (DCM). La presencia de un DCM es común en los lagos oligotróficos donde la luz llega hasta el metalimnion y en donde se acumula el fitoplancton (Gervais *et al*., 1997). Una característica de estos lagos es un DCM ubicado por debajo del límite de la $Z_{EU}$ establecido al 1% de PAR superficial (Rodríguez-Rocha, 2011; Pinel *et al*., 2008). La baja penetración de la luz que tuvieron los lagos impactados está frecuentemente asociada con la alta densidad de fitoplancton, lo que se puede observar con las concentraciones desde 30 y hasta 80 veces mayores de Clor-a que la que presentaron los lagos no impactados.

Se presentaron diferencias significativas (ANOVA de un factor, $\alpha = 0.05$) para la concentración de Clor-a entre los lagos no impactados y los impactados ($F_{(6.0)} = 26.9$, $p = 0.002$); mientras que para las cuatro temporadas de muestreo no se encontraron diferencias significativas en la concentración de Clor-a tanto en los lagos no impactados ($F_{(2.8)} = 2.6$, $p = 0.06$) como en los impactados ($F_{(3.7)} = 0.4$, $p = 0.75$). (Figura 1).

Wetzel (2001) menciona que la mayoría de lagos obtiene una cantidad significativamente alta de carbono orgánico y nutrientes de fuentes terrestres de la cuenca que los rodea; los lagos impactados se encuentran rodeados de suelos - luvisol y feozem - (CONANP, 2007) que tienen una alta susceptibilidad a la erosión, especialmente el feozem se caracteriza por tener una capa rica en materia orgánica y nutrientes y que generalmente se utiliza para la agricultura, como es el caso de la zona NW del PNLM donde se encuentran los lagos impactados.

Se debe considerar que a pesar de que existen lagos dentro del PNLM clasificados como no impactados, en general las regiones con tipo de suelo kárstico son especialmente susceptibles a contaminación de sus cuerpos de agua por actividad antropogénica debido a las propiedades particulares del karst y a los residuos que son vertidos hacia los acuíferos (Aguilar-Duarte *et al*., 2013; Hernández *et al*., 2011).

## Conclusiones

La concentración de biomasa fitoplanctónica en los lagos impactados (36.0 ± 13.6 µg $L^{-1}$) fue muy superior a la registrada en los lagos no impactados (0.73 ± 0.2 µg $L^{-1}$). Más aún, la distribución en el perfil vertical también resultó ser diferente, con las biomasas máximas cerca de la superficie en los impactados, mientras que en los no impactados se concentra en el DCM o hacia el fondo. Esta diferencia de concentración de biomasa fitoplanctónica se debe seguramente a los desechos derivados de las diversas fuentes de contaminación ubicados sobretodo en la zona NW, como son las descargas del río Grande de Comitán, así como el escurrimiento de nutrientes y materia orgánica provenientes de las zonas de cultivo, y que por tanto han incentivado el desarrollo del fitoplancton. Lo anterior indica que la afectación de los lagos impactados tiene que ver con un incremento en la fertilidad de sus aguas y por lo tanto en el estado trófico de los mismos. Los lagos no impactados se ubican hacia el SE, región bien conservada y predominantemente cubierta de bosques.

## Agradecimientos

La presente investigación fue apoyada por el Fondo Sectorial de Investigación y Desarrollo Sobre el Agua (CONAGUA-CONACYT) a través del proyecto: Estudio Hidrológico y de Calidad del Agua del Sistema Lagunar de Montebello, en el Estado de Chiapas, así como a la Dirección General de Asuntos del Personal Académico a través de los proyectos: a) Factores que determinan el estado trófico de los lagos de Montebello, Chiapas (PAPIIT IN219215) y b) Área Experimental de Lagos Tropicales (PAPIIT-IV200319). Al Parque Nacional Lagunas de Montebello, Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP), comunidad local y Comisarios Ejidales por facilitar el acceso a los lagos. A los colegas del equipo de trabajo de campo de la FES Iztacala, UNAM, por su apoyo en el trabajo de campo.

## Literatura citada

Aguilar-Duarte, Y., F. Bautista, M. E. Mendoza y C. Delgado. 2013. Vulnerabilidad y riesgo de contaminación de acuíferos kársticos. Tropical and Subtropical Agroecosystems 16:243-263.

Arar, E. and G. Collins. 1997. In vitro determination of chlorophyll-a and pheophytin-a in a marine and freshwater alga by fluorescence. Environmental Protection Agency.

Aubriot L. y S. Bonilla. 2013. Protocolo para la extracción y el análisis de clorofila-a por espectrofotometría. Sección Limnología, Facultad de Ciencias, Universidad de la República de Uruguay. Uruguay.

CFE (Comisión Federal de Electricidad). 2012. Estudio para conocer la calidad del agua de las lagunas de Montebello, Chiapas. Tomo I: Hidrometeorología. México. 264 p.

CONANP (Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas). 2007. Programa de conservación y manejo Parque Nacional Lagunas de Montebello, México. CONANP. 194 p.

CONANP (Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas). 2011. Parque Nacional Lagunas de Montebello "Programa de monitoreo de calidad del agua" Estudio para monitorear lo parámetros de calidad de agua de las lagunas comunicadas con el sistema lagunar Tepancoapan. Comitán de Domínguez, Chiapas. 77 p.

García, E. 2004. Modificaciones al Sistema de clasificación climática de Köppen. 5ta Edición. Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México. México. 90 p.

Gervais, F. 1997. Ligth-dependent growth, dark survival, and glucose uptake by cryptophytes isolated from a freshwater chemocline. Journal of Phycology 33:18-25.

Hernández, L., M. Rebolledo, M. Merino, A. Soto, A. Le Cossec and E. Monroy. 2011. Groundwater pollution in a karstic region (NE Yucatan): baseline nutrient content and flux to coastal ecosystems. Water, Air, and Soil Pollution. 218:517-528.

Orozco, C., A. Pérez, M. Gonzáles, F. Rodríguez y J. Alfayate. 2011. Contaminación Ambiental. Una visión desde la química. Paraninfo SA. Madrid. 688 p.

Pinel, B., A. Ghadouani and M. Gélinas. 2008. Development and persistence of deep chlorophyll maxima in oligotrophic lakes over the summer season. Verhandlungen Internationalis Vereinigung Limnologiae. 30:409-415.

Reynolds, C. 2006. The Ecology of Phytoplankton. Cambridge University Press. Reino Unido. 535 p.

Rodríguez-Rocha, A. 2011. Composición, estructura y biomasa en un lago monomíctico cálido. Tesis de Maestría. UNAM. México. 82 p.

Weihaupt, G. J. 1984. Exploración de los Océanos: Introducción a la Oceanografía. C.E.C.S.A. 640 p.

Wetzel, R. G. 2001. Limnology: Lake and River Ecosystems. 3rd ed. Academic Press. San Diego, California. 1006 p.

# 2.17. Dinámica del carbono inorgánico disuelto en dos lagos tropicales de alta montaña

**Jamet-Ardiles Ivan**[1]; Alcocer Javier[2]; Ibarra-Morales Diana[1]; Oseguera Luis A.[2]; Cortés-Guzmán Daniela[1] y Cuevas-Lara Daniel[1]

[1]Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología. Universidad Nacional Autónoma de México.
[2]Grupo de Investigación en Limnología Tropical. Facultad de Estudios Superiores Iztacala, UNAM. Av. de Los Barrios No. 1, Los Reyes Iztacala. Tlalnepantla, CP 54090. Estado de México.
Autor para correspondencia: jalcocer@unam.mx

## Resumen

El Sol y La Luna son los únicos lagos tropicales de alta montaña (4200 m s.n.m.) perennes en México. Están sujetos a condiciones extremas tales como temperatura baja, pH ácido y elevada radiación UV. Los lagos de alta montaña son considerados excelentes indicadores de cambio climático global debido a su sensibilidad alta a los cambios ambientales y a su rápida respuesta. Para poder reconocer las modificaciones derivadas del cambio global, se requiere primero contar con la línea base de las principales variables ambientales y su rango de variación natural. Por lo anterior y siendo una variable clave, el objetivo del presente trabajo fue registrar la dinámica espacial y temporal del carbono inorgánico disuelto (CID) en los lagos El Sol y La Luna, Nevado de Toluca, Estado de México. Se tomaron muestras de agua para analizar la concentración de CID. Adicionalmente se realizaron muestreos mensuales en donde se registraron perfiles a lo largo de la columna de agua de temperatura, pH, oxígeno disuelto y conductividad eléctrica ($K_{25}$). Los lagos mostraron una marcada estacionalidad ambiental, con dos épocas reconocibles: una relativamente cálida de lluvias y la otra fría de secas. Las concentraciones de CID fueron intermedias en ambos lagos de acuerdo al rango observado en aguas superficiales; el promedio en El Sol fue de 36.07 ± 17.30 mg $L^{-1}$ en agua superficial y de 31.04 ± 9.30 mg $L^{-1}$ en agua de fondo. En La Luna los promedios fueron de 17.04 ± 15.70 mg $L^{-1}$ y 30.25 ± 19.60 mg $L^{-1}$, para agua superficial y de fondo, respectivamente.

**Palabras clave:** *CID*; *lagos volcánicos*; *Nevado de Toluca*; *México.*

## Abstract

Mexico has just two high-mountain perennial lakes: El Sol and La Luna (4200 m a.s.l.). These lakes are exposed to extreme conditions such as low temperature, acid pH and high dosis of UV radiation. High-mountain lakes are considered sentinels of global climate change due to their environmental sensibility and fast response to small changes. The aim of this study was to record the spatial and seasonal dynamics of dissolved inorganic carbon (DIC) in lakes El Sol and La Luna, Nevado de Toluca, State of Mexico. Over a year, monthly samples of water were taken to measure DIC concentration. Additionally, we measured temperature, pH, dissolved oxygen (DO) and electric conductivity ($K_{25}$) along the water column. From an environmental point of view, there were 2 distinct seasons: the warm-rainy season and the cold-dry season. The DIC concentrations were intermediate in both lakes according to the range observed in surface waters; in El Sol: 36.07 ± 17.30 mg $L^{-1}$, surface water and 31.04 ± 9.30 mg $L^{-1}$ in bottom water. In La Luna: 17.04 ± 15.70 mg $L^{-1}$ and 30.25 ± 19.60 mg $L^{-1}$, in surface water and bottom water, respectively.

**Key words:** *DIC*; *volcanic lake*; *Nevado de Toluca*; *Mexico.*

## Introducción

Los lagos de alta montaña tropicales se caracterizan por ubicarse altitudinalmente por encima de la cota de crecimiento de la vegetación arbórea. La altitud a la que se observa esta cota depende de la latitud, encontrándose a mayor altitud en latitudes más bajas de forma tal que en la zona tropical se localiza entre los 3500 y los 4800 m s.n.m. (Lewis, 1996). Estos lagos sido descritos como oligotérmicos y por lo tanto, con una circulación frecuente y clasificados como polimícticos (Löffler, 1972). Las condiciones climáticas a las que están expuestos los lagos de alta montaña son extremas tales como temperaturas bajas, pHs ácidos, y elevadas dosis de radiación ultravioleta; además, presentan baja mineralización y la concentración de materia orgánica es reducida (Sommaruga, 2001).

Los lagos de alta montaña se encuentran en cuencas aisladas, frecuentemente están alejados de los grandes desarrollos urbanos, razón por la cual es difícil que tengan influencia por el acarreo de material y por la contaminación de otras cuencas (Mosello *et al*., 2002). El depósito atmosférico se da principalmente por precipitación pluvial y conlleva normalmente la acidificación de sus aguas (Barbieri *et al*., 2001). Por lo anterior, son considerados como buenos indicadores de contaminación aérea y de acidificación (regional y global); de igual manera, pueden ser considerados como excelentes sensores de cambio climático y cambio global (Clow *et al*., 2002).

El carbono disuelto, tanto inorgánico como orgánico, constituye el mayor reservorio de carbono en los sistemas acuáticos, por lo que son componentes importantes del ciclo global del carbono. El carbono inorgánico disuelto (CID) se encuentra disponible en el agua en tres formas: $CO_2$, $HCO_3^-$ y $CO_3^{2-}$. Su disponibilidad depende de los valores de pH del agua y sus concentraciones son el resultado del equilibrio de disolución del gas en el agua, su consumo por el fitoplancton y el aporte a través de la respiración. El $CO_2$ es el mayor depósito de carbono "activo" en el planeta, lo que resulta relevante porque directa o indirectamente toda la biósfera depende del carbono inorgánico como el nutriente principal para los productores primarios (Butler, 1991).

En la mayoría de las condiciones de los sistemas acuáticos, el $CO_2$ reacciona con el agua y forma rápidamente ácido carbónico, un ácido débil. La mayor parte del ácido carbónico se separa normalmente y forma iones de hidrógeno, iones de bicarbonato y de carbonato. El ácido carbónico, los bicarbonatos y los carbonatos están presentes normalmente en el agua, aunque no en las mismas concentraciones.

Diversos procesos biológicos, químicos y físicos que se llevan a cabo en los ecosistemas lénticos conllevan variabilidad en las concentraciones del carbono. Los productores primarios incorporan carbono inorgánico y lo convierten en carbono orgánico. Posteriormente, los productores primarios pueden agregarse y hundirse o ser consumidos por heterótrofos, transfiriendo así una parte de este carbono a la red trófica mientras que otra parte es oxidada y eventualmente retorna a la atmósfera (Alcocer *et al*., 2012).

Para que los lagos de alta montaña puedan ser utilizados como sensores tempranos de cambio, se requiere conocer la variabilidad natural para contar con la línea base de referencia. Por lo anterior, el presente trabajo evalúa la dinámica anual de la concentración del carbono inorgánico disuelto (CID) en El Sol y La Luna, dos lagos de alta montaña tropicales en el volcán Nevado de Toluca.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

Los Lagos El Sol y La Luna se ubican dentro del volcán Nevado de Toluca, en el estado de México a 19°10´ N y 99°45´ O a una altitud de 4200 m s.n.m. (Figura 1) El clima de la zona va de frío a semifrío húmedo, con una temperatura media que oscila entre 2 y 12 °C (García, 1988). El Sol tiene una profundidad media de 6 m y máxima de 15 m, un área superficial de 237 321 $m^2$, su longitud es de 795

m por 482 m de ancho. La Luna presenta una profundidad promedio de 5 m, máxima de 10 m, su área superficial es de 31 083 $m^2$ y tiene una longitud de 227 m por 209 m de ancho (Alcocer *et al*., 2004). La precipitación anual en la zona es de 1227 mm y la evaporación anual media es de 971 mm (Datos del periodo 1951-2010; estación 15062 Nevado de Toluca, Servicio Meteorológico Nacional).

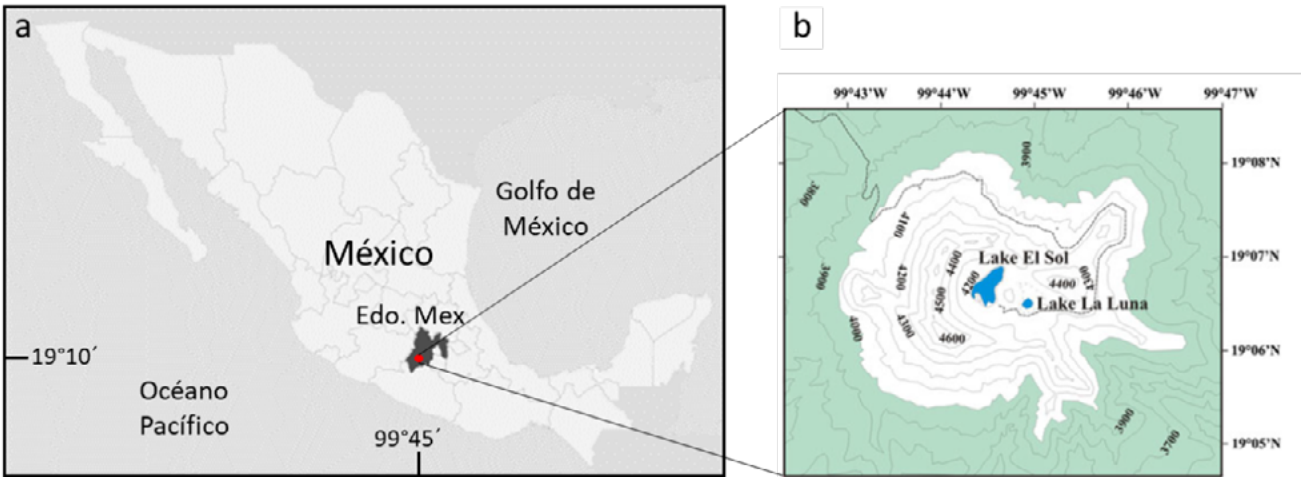



**Figura 1. a) Ubicación geográfica de los lagos cráter El Sol y La Luna, Nevado de Toluca, México (punto rojo). b) Lagos El Sol y La Luna dentro del cráter Nevado de Toluca.**
Modificado de Cuna *et al*., 2013.

*Métodos*

Se realizaron muestreos mensuales a lo largo de un ciclo anual, en una estación ubicada en la porción central y más profunda de cada uno de los dos lagos. Se registraron perfiles *in situ* a lo largo de la columna de agua de temperatura, oxígeno disuelto (OD), conductividad eléctrica ($K_{25}$) y pH utilizando una sonda multiparámetro Hydrolab Datasonde 5, unida a una caja controladora modelo Surveyor 4.

Para medir la concentración de CID se tomaron dos muestras de agua, una superficial (0.5 m por debajo de la superficie) y otra en agua profunda (0.5 m por encima del fondo). Las muestras de agua se transportaron en frío y oscuridad y se filtraron en un lapso no mayor a 2 días utilizando membranas Durapore de 0.22 µm de tamaño de poro. Las muestras fueron conservadas en botellas de polietileno de alta densidad previamente lavadas con Extran® y agua desionizada. Para la medición de alcalinidad y la concentración de $HCO_3^-$ y $CO_3^{2-}$ en mg $L^{-1}$ se siguió la metodología descrita en Armienta *et al*. (2008). Para obtener las concentraciones de $H_2CO_3$ se utilizó la fórmula de la constante de equilibrio entre $H_2CO_3$ y $HCO_3^-$. Se sumaron las concentraciones de $H_2CO_3$, $HCO_3^-$ y $CO_3^{2-}$ para la obtención de CID expresado en mg $L^{-1}$. Para analizar la presencia de cambios significativos de las variables entre lagos o entre los valores de superficie y fondo se verificó la normalidad de los datos con la prueba Kolmogorov-Smirnov ($n>30$) o Shapiro-Wilk ($n<30$). Debido a que estos no se ajustaron a la normal las comparaciones se realizaron mediante la prueba no paramétrica *Kruskal-Wallis* con un intervalo de confianza del 95% utilizando el programa Sigma Plot versión 12.0.

## Resultados y Discusión

*Fisicoquímicos en los lagos El Sol y La Luna*

La dinámica de los cuatro parámetros fisicoquímicos medidos fue similar entre ambos lagos, sin embargo, salvo la temperatura, los valores fueron más altos en El Sol. En ambos lagos, el valor más bajo se observó en el mes de enero y febrero de 2018 los cuales coinciden con los valores más elevados en el

OD. Por el contrario, los valores más elevados en la temperatura coinciden con los registros más bajos del OD, estos se registraron en los meses de julio, agosto y septiembre de 2018 (Cuadro 1). Ambos parámetros mostraron diferencias significativas ($p<0.05$) entre los valores registrados en la temporada fría-seca y la cálida-lluviosa. Los promedios anuales de temperatura y OD en El Sol fueron de 9.6 ± 1.8 °C y 7.6 ± 0.6 mg $L^{-1}$. Los promedios anuales de temperatura y OD en La Luna fueron de 9.4 ± 1.9 °C y 6.9 ± 0.3 mg $L^{-1}$. El pH mostró sus valores más altos en los meses de abril a julio de 2018 en ambos lagos. El valor más alto se registró en el mes de abril de 2018 en El Sol y este fue de 9.6 U, mientras que en La Luna el valor más elevado fue de 7 U y este se registró en el mes de julio. Al inicio de la época de lluvias en el año de 2018 se observó una caída en el pH de ambos lagos llegando hasta un valor de 5.2 U en El Sol y 4 U en La Luna. Los promedios anuales de pH fueron de 8.0 ± 1.4 U en El Sol y 5.3 ± 0.8 U en la Luna, se encontró que hubo diferencia significativa entre estos ($p<0.05$). La mayor acidez observada en La Luna con respecto a El Sol podría deberse a sus diferencias en la alcalinidad, ya que tanto Vilaclara *et al*. (2005) y Armienta *et al*. (2008) han registrado que El Sol posee una mayor reserva alcalina que La Luna.

La $K_{25}$ en El Sol presentó sus valores más bajos en los meses de julio, agosto y septiembre de 2018 (50.2, 45.1 y 41.0 µS $cm^{-1}$; respectivamente), quizás por la dilución de su agua derivada del periodo de lluvias el cual inició a partir del mes de junio. La Luna presentó muy poca variación a lo largo del periodo con valores de 9.7 a 12.9 µS $cm^{-1}$. El análisis estadístico arrojó que existe diferencia significativa ($p<0.05$) de la $K_{25}$ entre los valores de El Sol y La Luna los cuales presentaron un promedio anual de 48.6 ± 3.8 y 11.3 ± 0.8 µS $cm^{-1}$; respectivamente. La mayor mineralización de El Sol con respecto a La Luna podría deberse a las diferencias en las áreas de sus cuencas de captación (2.6 $km^2$ en El Sol y 1.1 $km^2$ en La Luna).

**Cuadro 1. Valores mínimos (Mín), máximos (Máx), promedios anuales (Prom) y desviación estándar (d.e.) de los lagos El Sol y La Luna en el periodo anual 2017-2018.**

| | El Sol | | | | La Luna | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | **Mín** | **Máx** | **Prom** | **d.e.** | **Mín** | **Máx** | **Prom** | **d.e.** |
| T °C | 6.1 | 11.9 | 9.6 | 1.8 | 5.8 | 11.9 | 9.4 | 1.9 |
| OD | 6.3 | 8.6 | 7.6 | 0.6 | 6.3 | 7.5 | 6.9 | 0.3 |
| pH | 5.2 | 9.6 | 8.0 | 1.4 | 4.0 | 7.0 | 5.3 | 0.8 |
| K25 | 41.0 | 55.6 | 48.6 | 3.8 | 9.7 | 12.9 | 11.3 | 0.8 |

TºC = temperatura, OD = oxígeno disuelto (mg $L^{-1}$) y $K_{25}$ = conductividad eléctrica estandarizada a 25ºC (µS $cm^{-1}$).

*CID en los lagos El Sol y La Luna*

La dinámica del CID fue similar en los lagos El Sol y La Luna a lo largo del periodo de muestreo. La concentración promedio de CID en El Sol fue de 33.9 ± 14.5 mg $L^{-1}$, con un mínimo de 20.5 mg $L^{-1}$ en el mes de septiembre y un máximo de 66.7 mg $L^{-1}$ en el mes de abril. La concentración promedio de CID en La Luna fue de 22.0 ± 18.9 mg $L^{-1}$, con un mínimo de 4.8 mg $L^{-1}$ en agosto y un máximo de 66.7 mg $L^{-1}$ en abril (Figura 2). El análisis estadístico arrojó que existen diferencias significativas ($p<0.05$) entre los valores registrados de CID en El Sol y los registrados en La Luna. Estas diferencias concuerdan con las diferentes concentraciones de especies carbonatadas entre El Sol y La Luna reportadas por Armienta *et al*. (2008). Las concentraciones de CID reportadas en este estudio son mayores a lo descrito para los lagos oligotróficos Crystal (2.01 mg $L^{-1}$), Cranberry (2.8 mg $L^{-1}$) y Helmet (8.9 mg $L^{-1}$) reportadas por Bade *et al*., (2004) y también mayores a las observadas en el lago oligotrófico de montaña Redó por Ventura *et al*. (2000). Sin embargo, son similares a las encontradas en los lagos Hummingbird (21.8 mg $L^{-1}$), Reddington (23.7 mg $L^{-1}$) y Kickapoo (38.1 mg $L^{-1}$) que reporta Bade *et al*. (2004). Los valores promedio encontrados en este estudio están en el rango reportado por Cole (2013) para aguas superficiales el cual se encuentra alrededor de 1.2 a 120 mg C $L^{-1}$, el rango reportado por el mismo autor

es de 0.24 mg C $L^{-1}$ (en aguas ácidas con poca capacidad amortiguadora) a > 60 mg C $L^{-1}$ (en aguas con pH alto). Los promedios de El Sol y La Luna se encuentran en una concentración intermedia dentro de este rango y esto puede deberse a los altos valores de pH registrados en los lagos de hasta 9.6 U en El Sol y de hasta 7.0 U en La Luna.

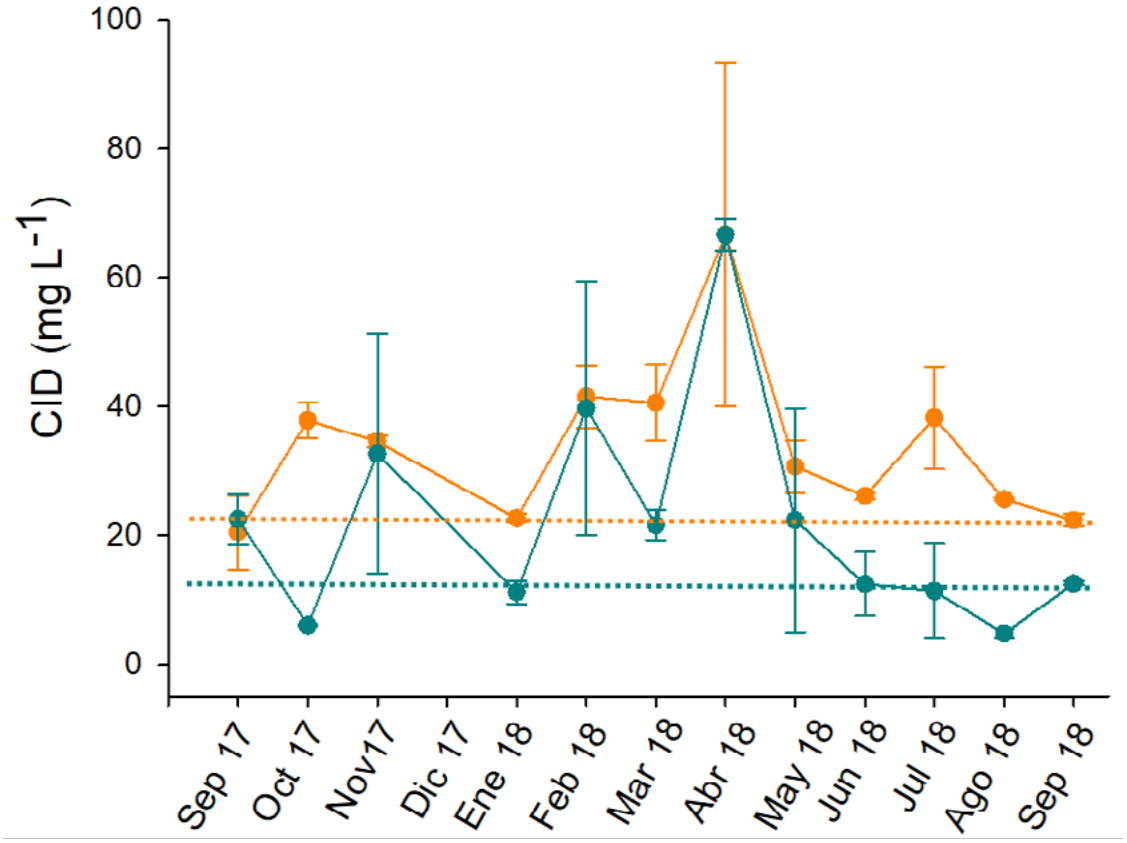



**Figura 2. Dinámica anual de las concentraciones promedio de CID en los lagos El Sol (línea naranja) y La Luna (línea azul) en el periodo anual 2017-2018.**
Las líneas punteadas indican los promedios de las concentraciones medidas.

La concentración promedio de CID en agua superficial de El Sol fue de 36.1 ± 17.3 mg $L^{-1}$, con un mínimo de 23.2 mg $L^{-1}$ en septiembre de 2018 y un máximo de 88.7 mg $L^{-1}$ en abril de 2018. En agua de fondo, las concentraciones promedio de CID fueron de 31.0 ± 9.3 mg $L^{-1}$, con un mínimo de 15.5 mg $L^{-1}$ en septiembre de 2017 y un máximo de 45.8 mg $L^{-1}$ en febrero de 2018. Las concentraciones de CID del agua superficial fueron similares a las del agua fondo, excepto en abril. No se presentaron diferencias significativas ($p>0.05$) en las concentraciones promedio de CID entre la superficie y el fondo (Figura 3a).

La Luna presentó una concentración promedio de CID en agua superficial de 17.0 ± 15.7 mg $L^{-1}$, con un mínimo de 4.3 mg $L^{-1}$ en agosto de 2018 y un máximo de 64.9 mg $L^{-1}$ en abril de 2018. En agua de fondo la concentración promedio fue de 30.3 ± 19.6 mg $L^{-1}$, con un mínimo de 5.3 mg $L^{-1}$ y un máximo de 68.5 mg $L^{-1}$, en los mismos meses que en el agua superficial (Figura 3b). Se presentaron diferencias significativas entre el agua superficial y el agua de fondo de La Luna ($p>0.05$), teniendo el agua de fondo mayores concentraciones en 8 meses de los 13 meses de muestreo (Figura 3b).

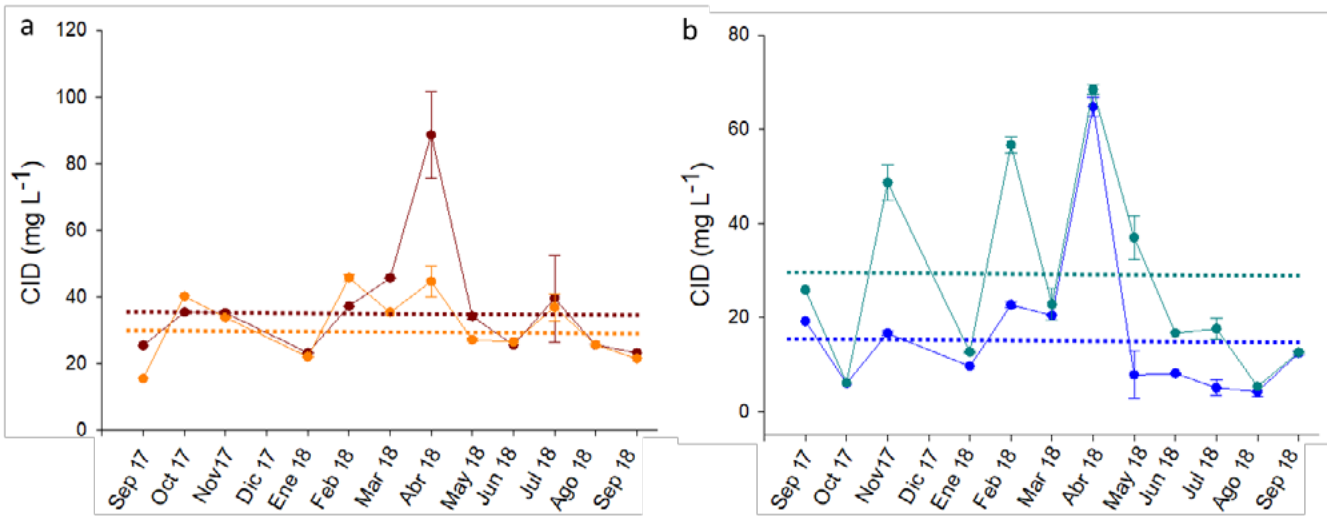



**Figura 3. Dinámica anual del CID en a) El Sol (línea roja agua superficial; línea naranja agua de fondo) y b) La Luna (línea azul agua superficial; línea cian agua de fondo.**
Las líneas punteadas indican el promedio de los valores obtenidos.

## Conclusiones

Las concentraciones de CID en El Sol (33.9 ± 14.5 mg $L^{-1}$) fueron mayores con respecto a La Luna (22.0 ± 18.9 mg $L^{-1}$), probablemente como resultado de su mayor área de captación, permitiendo un mayor arrastre de la cuenca y/o de depósito atmosférico. Las fluctuaciones temporales resultaron amplias, menores en El Sol (3 x) y particularmente mayores en La Luna (14 x). Las concentraciones promedio de CID en ambos lagos fueron similares a las reportadas para otros lagos de alta montaña, aunque mayores a los de aquellos lagos muy poco mineralizados.

## Agradecimientos

Al programa Fondo Sectorial de Investigación Ambiental SEMARNAT-CONACYT proyecto No. 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.

## Literatura citada

Alcocer, J., E. Escobar, L. A. Oseguera y V. Ardiles. 2012. El almacén de carbono orgánico particulado en los sedimentos de un lago oligotrófico tropical. En: Paz, F. y R. Cuevas (eds). Estado actual del conocimiento del ciclo del carbono y sus interacciones en México: Síntesis a 2011. Series síntesis nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Universidad Autónoma del estado de México y el Instituto Nacional de Ecología, Texcoco, Edo. de México.

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 México. Arctic, Antarctic and Alpine Research 36:342-346.

Armienta, M. A., G. Vilaclara, S. De la Cruz-Reyna, S. Ramos, N. Ceniceros, O. Cruz, A. Aguayo and F. Arcega-Cabrera. 2008. Water chemistry of lakes related to active and inactive Mexican volcanoes. Journal of Volcanology and Geothermal Research 178:249-258.

Bade, D., S. R. Carpenter, J. J. Cole, P. C. Hanson and R. H. Hesslein. 2004. Controls of $\delta^{13}$C-DIC in lakes: Geochemistry, lake metabolism, and morphometry. Limnology and Oceanography 49:1160-1172.

Barbieri, A., R. Mosello and M. Simona. 2001. Chemical and biological features of a high lake in the Southern Alps (Laghetto Inferiore, Switzerland). Lakes and Reservoirs: Research and Management 6:49-61.

Butler, J. N. 1991. Carbon dioxide equilibria and their applications. 1st ed. CRC Press. 272 p.

Clow, D. W., R. G. Striegl, L. Nanus, M. A. Mast, D. H. Campbell and D. P. Krabbenhoft. 2002. Chemistry of selected high-elevation lakes in seven national parks in the western United States. Water, Air and Soil Pollution. Focus 2:139-164.

Cole, J. J. 2013. The Carbon Cycle: With a Brief Introduction to Global Biogeochemistry. 109-135 pp. *In*: Weathers, K. C., D. L. Strayer and G. E. Likens (eds.). Fundamentals of Ecosystem Science. San Diego, CA, USA.

Cuna, E., E. Zawisza, M. Caballero, A. C. Ruiz-Fernández, S. Lozano-García and J. Alcocer, 2013. Environmental impacts of Little Ice Age cooling in a central Mexico recorded in the sediments of a tropical alpine lake. Paleolimnology 51:1-14.

García, E. 1988. Modificación al sistema de clasificación climática de Köppen. Instituto de Geografía. México. 217 p.

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

Löffler, H. 1972. Contribution to the limnology of high mountain lakes in Central America. Internationale Revue der Gesamten Hydrobiologie 57:397-408.

Mosello, R., A. Lami, A. Marchetto, M. Rogora, B. Wathne, L. Lien, J. Catalan, L. Camarero, M. Ventura, R. Psenner, K. Koinig, H. Thies, S. Sommaruga-Wögrath, U. Nickus, D. Tait, B. Thaler, A. Barbieri and R. Harriman. 2002. Trends in the water chemistry of high altitude lakes in Europe. Water, Air and Soil Pollution. Focus 2:75-89.

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

Ventura, M., L. Camarero, T. Buchaca, F. Bartumeus, D. M. Livingstone and J. Catalan. 2000. The main features of seasonal variability in the external forcing and dynamics of a deep mountain lake (Redó, Pyrenees). Journal of Limnology 59:97-108.

Vilaclara, G., E. Cuna and B. Zeeb. 2005. Subfossil chrysophyte cyst morphotypes from two tropical, high-mountain lakes in Nevado de Toluca volcano, Central Mexico. Nova Hedwigia, Beiheft 128:309-335.

# 2.18. Distribución vertical de algunas variables del sistema de carbono Frente a Cabo Corrientes, Jalisco

**Espinosa-Carreón T. Leticia**[1]; Flores-Trejo Lorena[1]; Morales-Urbina Pedro[1]; Hernández-Ayón J. Martín[2]; Hernández-Becerril David U.[3]; Varona-Cordero Francisco[4] y Cecilia Chapa-Balcorta[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]Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Carretera Ensenada-Tijuana No. 3917, Fraccionamiento Playitas CP 22860, Ensenada, Baja California, México.
[3]Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apdo. postal 70-305, Ciudad Universitaria, Coyoacán, CDMX. 04510, México.
[4]Centro de Estudios Geomáticos Ambientales y Marinos SA de CV.
[5]Universidad del Mar, Puerto Ángel, Oaxaca, México.
Autor para correspondencia: leticiaesp@gmail.com

## Resumen

A bordo del B/O El Puma de la UNAM, se realizó en la misma estación oceanográfica frente a Cabo Corrientes, Jalisco el 20 y el 27 de abril de 2017, el registro de perfiles hidrológicos de temperatura, salinidad, clorofila, y la toma de muestras para la determinación de carbono inorgánico disuelto (CID), alcalinidad total (AT), pH y a partir de un software y ecuaciones se estimó la omega aragonita ($\Omega_{Arag}$). Las masas de agua que se registraron fueron el Agua Tropical Superficial (ATS), Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs), el Agua Intermedia del Pacifico (AIP) y el Agua Profunda del Pacífico (APP). Los perfiles verticales de temperatura, salinidad y clorofila fueron diferentes en las capas superficiales en ambas fechas de monitoreo, lo que sugiere una intensa surgencia costera el 20 de abril, con una disminución hacia el 27 de abril. A el AStSs se le asocian las altas concentraciones de CID (2274-2276 µg $kg^{-1}$). Se registró una gran variabilidad de la $\Omega_{Arag}$ en la columna de agua.

**Palabras clave:** *Océano Pacífico tropical mexicano*; *carbono inorgánico disuelto*; *masas de agua*; *Jalisco.*

## Abstract

On board, the R/V El Puma of the UNAM, in the same oceanographic station in front of Cabo Corrientes, Jalisco on April 20 and 27, 2017 we recorded hydrological profiles of temperature, salinity, chlorophyll, and samples for the determination of dissolved inorganic carbon (DIC), total alkalinity (AT), pH and from software and equations the omega aragonite (ΩArag) was estimated. The water masses recorded were Tropical Surface Water (TSW), Subsurface Subtropical Water (StSsW), Pacific Intermediate Water (IPW) and Pacific Deep Water (PPW). The vertical profiles of temperature, salinity, and chlorophyll were different in the superficial layers in both monitoring dates, which suggests an intense coastal upwelling on April 20, with a decrease towards April 27. The high concentrations of DIC (2274-2276 µg $kg^{-1)}$ are associated with AStSs. The great variability of the ΩArag was registered in the water column.

**Key words**: *Tropical Pacific of Central Mexico*; *dissolved inorganic carbon*; *water masses*; *Jalisco.*

## Introducción

El Océano Pacífico Tropical mexicano (OPTM) es una zona de transición tropical-subtropical también con una fuerte dinámica oceanográfica, a escala estacional confluye el agua de la Corriente de California al norte (Godínez *et al.* 2010), y la Corriente Costera Mexicana al sur (Lavín *et al.* 2006).

El estudio del sistema del carbono en el OPTM es aún escaso, estudios como el Maske *et al*. (2010) (la relación del mínimo de oxígeno y el CID), Franco *et al*. (2014) (flujos de $CO_2$ y la zona del mínimo de oxígeno) y Sosa-Avalos *et al*. (2017) (con registros de una boya oceanográfica), y en la región del Golfo de Tehuantepec el de Chapa-Balcorta *et al*. (2015) (influencia de los vientos tehuanos en el sistema de $CO_2$), información con mucha variabilidad espacio-temporal además de los agentes forzadores, con los que se ha sentado las bases el sistema de carbono en esta gran área geográfica de México, con la cual requiere continuar con las investigaciones, por lo que el objetivo de este trabajo fue conocer la variabilidad vertical del carbono inorgánico disuelto en una estación frente a Cabo Corrientes, Jalisco, la cual fue monitoreada el 20 y 27 de abril de 2017.

## Materiales y Métodos

Frente a la región de Cabo Corrientes, Jalisco (Figura 1), el 20 y 27 de abril se realizaron en la misma estación oceanográfica (20.2920 $^{o}$N y -106.0688 $^{o}$W), perfiles de CTD (Conductivity, Temperature, Depth, por sus siglas en inglés) y de clorofila, con ayuda de botellas Niskin acopladas a una roseta se tomaron alícuotas de agua en una botella de borosilicato a diferentes profundidades para la determinación de carbono inorgánico disuelto, alcalinidad total y pH. Se tuvo la precaución de evitar el burbujeo de la muestra y como preservador se le añadieron 100 µl de clororuro de mercurio saturado, almacenándose en oscuridad y a 20 $^{o}$C hasta su análisis.

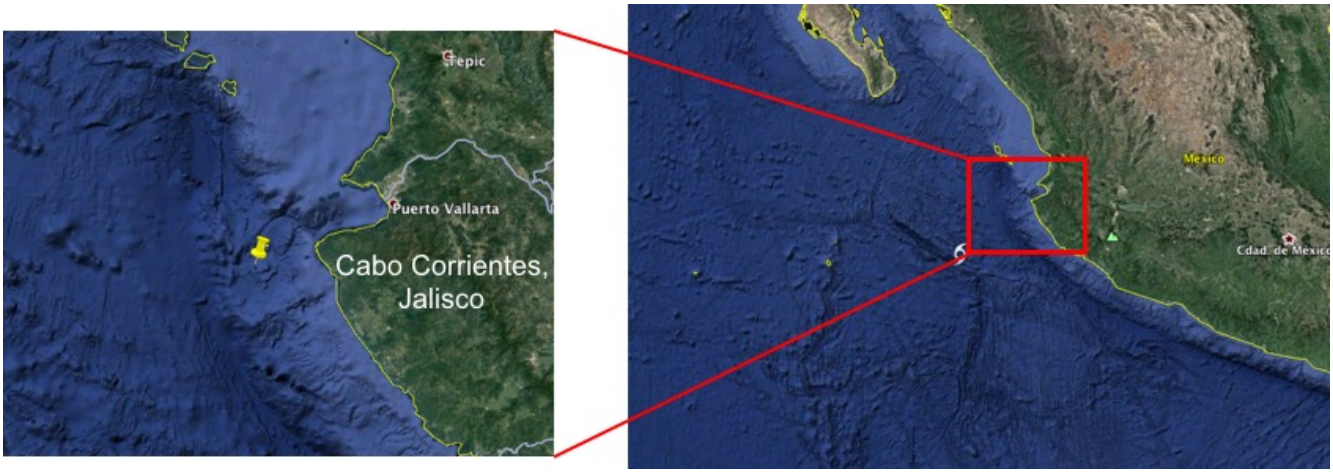



**Figura 1. Localización del área de estudio (pin amarillo) frente a Cabo Corrientes, Jalisco.**

El pH fue analizado mediante un potenciómetro Orion Star A21 (previamente calibrado) a 25 $^{o}$C. Los análisis de DIC y AT se analizaron mediante un equipo Licor Apollo SciTech (modelo AS-C3, V2016.01) y un AS-ALK2 Apollo, respectivamente. Se utilizaron subestrándares de referencia proporcionados por el Dr. J. Martín Hernández Ayón del IIO-UABC. En todos los análisis se tuvo la precaución de no exceder el límite del 0.5%. Con ayuda del programa CO2Sys-ver 2.2 (Lewis y Wallace, 1998) y con las lecturas de CID, AT, temperatura y salinidad, y con las constantes de Mehrbach *et al*. (1973) se estimó la $\Omega_{Arag}$, con las sugerencias de Dickson y Millero (1987).

## Resultados y Discusión

El diagrama T-S de las estaciones 07 y 07rep mostraron diferencias principalmente en los primeros 100 m de profundidad. En la 07rep se registró una temperatura y salinidad mayor que la 07. Las masas de agua que se registraron fueron la ATS, AStSs, AIP, y en la 07rep se registró la APP debido que el CTD descendió hasta los 2000 m (Figura 2). Los T-S reportados por Franco *et al*. (2014) frente a Cabo Corrientes en noviembre 2009, registraron además de la ATS, AStSs, AIP, la influencia del ACG, la cual no fue registrada en este estudio debido a la estacionalidad en la que se monitoreo. Chapa-Balcorta *et al*. (2015) reporta la prevalencia del ATS y del AStSs, ésta delimitada por la isoterma de 18 $^{o}$C.

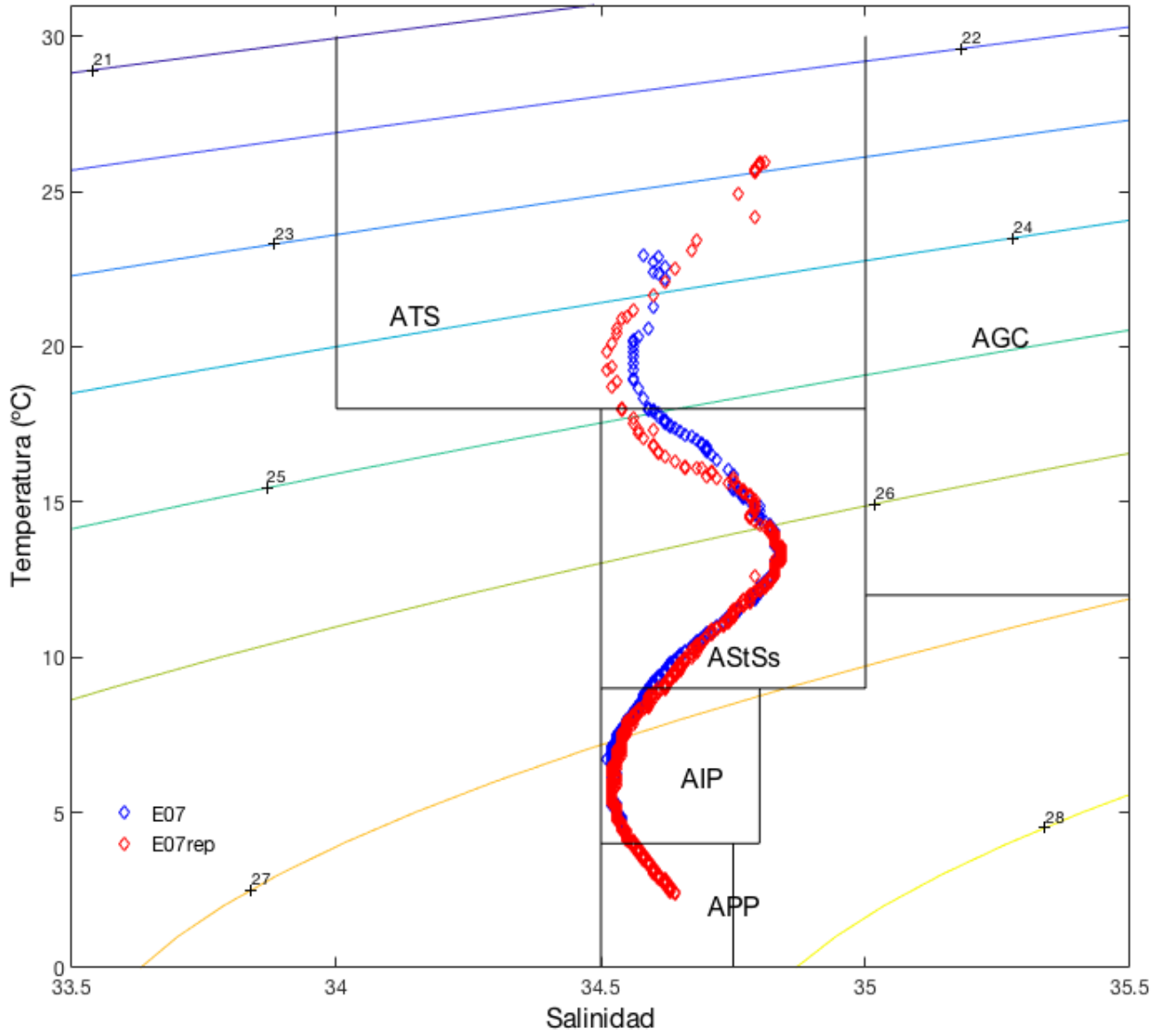



**Figura 2. Diagramas T-S de las estaciones 07 y 07rep. Los registros fueron tomados el 20 y 27 de abril respectivamente en la misma estación oceanográfica.**
Masas de agua tomadas de Torres-Orozco (1993), Agua del Golfo de California (AGC), Agua Tropical Superficial (ATS), Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs), Agua Intermedia del Pacífico (AIP), Agua Profunda del Pacífico (APP).

La distribución de temperatura, salinidad y clorofila en las dos estaciones, registró una notable diferencia. En la E07, en la superficie se observó una menor temperatura (22.75 $^{o}$C), menor salinidad

(34.60), pero una mayor concentración de clorofila (>7 mg $m^{-3}$), siete días después, el panorama fue diferente, ya que la temperatura y salinidad se incrementaron (25.95 $^{o}$C y 34.81) y la clorofila disminuyó considerablemente (0.37 mg $m^{-3}$), observándose a 30 m un máximo (3. 37 mg $m^{-3}$). Después de los 130 m ambos perfiles mostraron tendencias similares de temperatura y salinidad. De acuerdo con De la Cruz-Ruíz (2019), el 20 de abril de 2017, se observaron bajas temperaturas en el área, lo que sugiere una intensa surgencia costera, la cual disminuyó su influencia el 27 de abril, lo que indica que la dinámica biológica fue muy intensa en tan sólo una semana, es decir, los organismos fitoplanctónicos contaban con agua fría y rica en nutrientes, lo que favoreció la proliferación de los productores primarios, y con ello el pastoreo del zooplancton, ya que una semana después, cambiaron las condiciones físicas, además de que disminuyó y se hundió el máximo de clorofila.

La capa de mezcla registrada en ambas estaciones se encuentra entre los límites que Portela *et al*. (2016) reporta de 17 ± 7 para primavera. La inflexión registrada en los prefiles de salinidad entre 30 y 40 m, fueron similares a los reportados por Portela *et al*. (2016).

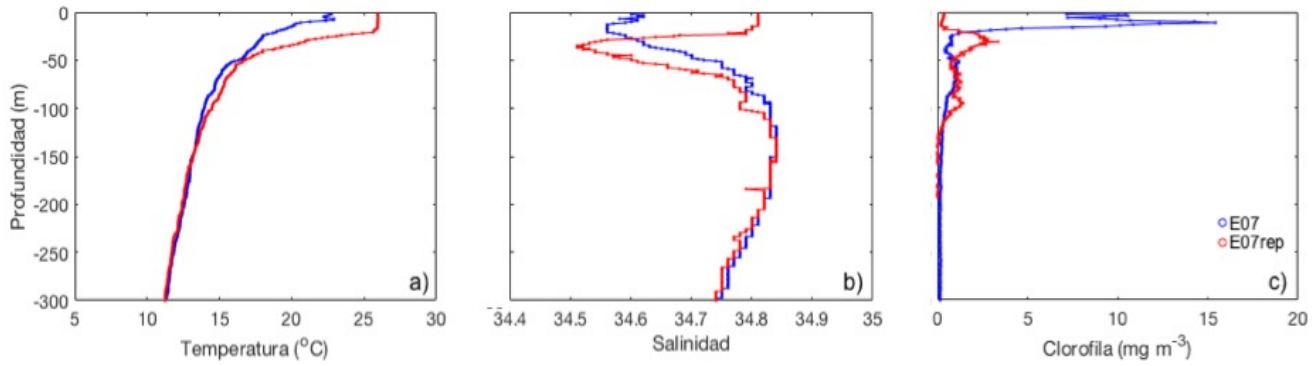



**Figura 3. Distribución vertical de a) temperatura, b) salinidad y c) clorofila.**
Estación 07 en color azul, la 07rep en rojo.

De manera general, los perfiles de CID en los dos monitoreos mostraron una tendencia de incremento de superficie a fondo, aunque el valor superficial de la E07 fue mayor (2200 µg $kg^{-1}$), los valores más altos fueron en la E07 de 2400 µg $kg^{-1}$ a 1000 m y en la E07rep de 2434 µg $kg^{-1}$ a 2000 m. Franco *et al*. (2014) reportaron para la misma región en noviembre de 2009 valores de CID a 10 m entre 1960 y 1980 µg $kg^{-1}$ y para una zona un poco más al sur (frente a Manzanillo, Colima) para septiembre 2010, valores de 1980 µg $kg^{-1}$, diferencias debidas a los procesos físicos que se presentaron en este trabajo (surgencias costeras) y en el Franco *et al*. (2014) (altos niveles del mar que no favorecieron las surgencias). En el Golfo de Tehuantepec, Chapa-Balcorta *et al*. (2015) reportan para abril de 2013, para la TSM valores bajos de CID de 1923-2050 µg $kg^{-1}$, y en la AStSs valores de 2200 y >2270 µg $kg^{-1}$, en este trabajo se registraron valores en la ATS de 2053-2147 µg $kg^{-1}$, y en la AStSs de 2274-2276 µg $kg^{-1}$.

La distribución de AT en la E07 mostró un incremento gradual, pero la E07rep registró una mayor variabilidad principalmente en los primeros 300 m, con valores superficiales en la E07 de 2359 µg $kg^{-1}$ y en la E07rep de 2382 µg $kg^{-1}$, los valores mayores en la E07 a 1000 m fueron de 2438 µg $kg^{-1}$ y en la E07rep a 2000 m de 2489 µg $kg^{-1}$. En el caso de la $\Omega_{Arag}$ mostró tendencias a disminuir con respecto se incrementa la profundidad, el valor mayor correspondió a la E07rep (3.24), mientras que la E07 registró valores de 1.95 ambos a nivel superficial. Valores menores a 1 en $\Omega_{Arag}$ en la E07 se localizaron a ~110 m, y en la E07rep a ~220 m. De acuerdo con Fasham (2003), Libes (2009) y Cervantes-Díaz (2010), indican que con valores de Ω de 1, el sistema está en equilibrio, es decir, no hay precipitación ni disolución de $CaCO_3$, sin embargo, los perfiles de $\Omega_{Arag}$ sugieren un cambio muy fuerte del $CaCO_3$ entre las dos semanas del monitoreo.

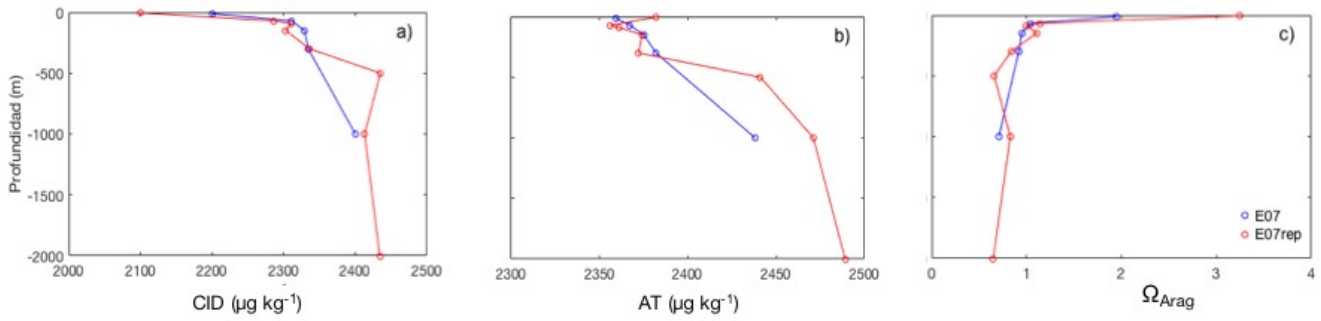



**Figura 4. Distribución vertical de: a) carbono inorgánico disuelto, b) alcalinidad total y c) Omega aragonita.**
Estación 07 en color azul, la 07rep en rojo.

## Conclusiones

La diferencia en la hidrología y variables del sistema de carbono en la estación frente a Cabo Corrientes fueron evidentes entre el 20 y 27 de abril. Los valores superficiales de CID fueron de 2053-2147 µg $kg^{-1}$, se considera a el Agua Subtropical Subsuperficial como la principal fuente de carbono inorgánico disuelto en el área (2274-2276 µg $kg^{-1}$), por la distribución vertical de temperatura, salinidad y clorofila se sugiere la influencia de una surgencia costera intensa el 20 de abril, la cual disminuyó hacia el 27 de abril. Los valores de omega aragonita sugieren cambios importantes en la precipitación y disolución de carbonato de calcio en la columna de agua.

## Agradecimientos

Se agradece a la Coordinación de la Investigación Científica de la UNAM por las facilidades otorgadas para el desarrollo del crucero MareaR-IX ("*Estructura vertical del fitoplancton marino en el Pacífico central mexicano y la importancia de la fracción del picofitoplancton*", del 18 al 29 de abril 2017). A los proyectos SIP20180274, SIP20195181 por el financiamiento otorgado. ECL tiene beca EDI y COFAA. CRAI tiene beca CONACYT e IPN-BEIFI.

## Literatura citada

Cervantes-Díaz, G. Y. 2010. Dinámica de la química del carbono durante eventos estacionales e interanuales en un observatorio de monitoreo costero en las costas de Baja California. Tesis para obtener título de oceanólogo. Universidad Autónoma de Baja California.

Chapa-Balcorta, C., J. M. Hernandez-Ayon, R. Durazo, E. Beier, S. R. Alin and A. López-Pérez. 2015. Influence ofpost-Tehuano oceanographic processes in the dynamics of the $CO_2$ system in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, J. Geophys. Res. Oceans 120:7752-7770.

De la Cruz-Ruíz, A. I. 2019. Estimación de flujos de $CO_2$ océano-atmósfera en una región tropical del Pacifico mexicano. Tesis de Maestría en Ciencias. Instituto Politécnico Nacional- CIIDIR Sinaloa (en proceso).

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.

Fasham, J. R. M. (ed). 2003. Ocean Biochemistry: The Role of the Ocean Carbon Cycle in the Global Change. Springer. New York, United States of America.

Franco, A. C., J. M. Hernández-Ayón, E. Beier, V. Garcon, H. Maske, A. Paulmier, J. Färber-Lorda, R. Castro and R. Sosa-Avalos. 2014. Air-sea $CO_2$ fluxes above the stratified oxygen minimum zone in the coastal region off Mexico. J. Geophys. Res. Oceans 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 from satellite altimeter and hydrographic observations. Journal of Geophysical Research 115 C4:1-15.

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. Program Developed for $CO_2$ System Calculation. ORNL/CDIAC-105. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenesse.

Libes, S. 2009. Introduction to Marine Biochemistry. 2nd ed. Elsevier. United States of America.

Maske, H., R. Cajal-Medrano, A. Trasviña-Castro, A. Jiménez-Mercado, C. O. Almeda-Jauregui, G. Gaxiola-Castro and J. Ochoa. 2010. Inorganic carbon and biological oceanography above a shallow oxygen minimum in the entrance to the Gulf of California in the Mexican Pacific. Limnol. Oceanogr. 55:481-491.

Mehrbach, C., C. H. Culberson, J. E. Hawley and R. M. Pytkowicz. 1973. Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure. Limnology and Oceanography 18:897-907.

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.

Sosa-Avalos, R., C. Sámano-Rodríguez, R. Sánchez-Nava, L. Silva-Iñiguez y F. Chávez. 2017. Flujos de $CO_2$ aire-mar estimados en el Pacífico oriental tropical mexicano. pp. 318-323. En: Paz, F. y R. Torres (eds). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2017.

Torres-Orozco, E. 1993. Análisis Volumétrico de las masas de agua del Golfo de California. Tesis de Maestría. CICESE, Ensenada, Baja California, México. 80 p.

# 2.19. Comportamiento de procesos biogeoquímicos entre periodos de estiaje y lluvias en una laguna costera subtropical del Golfo de California

**Medina-Galván J.**[1]; Padilla-Arredondo Gustavo[2]; Osuna-Martínez Carmen C.[1] y Arreola-Lizárraga José A.[2]

[1]Universidad Autónoma de Sinaloa, Mazatlán, Sinaloa, México, Facultad de Ciencias del Mar, Paseo Clausen S/N Col. Los Pinos, Mazatlán, Sinaloa, México C.P. 80000
[2]Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, S. C. Unidad Sonora, km 2.3 carr. a Las Tinajas, Predio El Tular s/n, Guaymas, Sonora, México, CP 85454
Autor para correspondencia: aarreola04@cibnor.mx

## Resumen

La comprensión de procesos biogeoquímicos, permite entender procesos ecológicos y apoyar la gestión ambiental en lagunas costeras. El objetivo de este estudio fue estimar los flujos de nutrientes y el metabolismo neto en la laguna El Tóbari, un sistema eurihalino de región semi-árida subtropical en el Golfo de California. Se hizo un levantamiento batimétrico del sistema y se realizaron muestreos del agua (temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, nitritos, nitratos, amonio y ortofosfato) en estiaje (junio) y lluvias (septiembre) en sitios ubicados en la laguna y el mar adyacente. Los flujos de nutrientes y el metabolismo neto del ecosistema fueron estimados con el modelo biogeoquímico LOICZ. Las concentraciones y los flujos de nutrientes se incrementaron en el periodo de lluvias (septiembre) con respecto al estiaje (junio). En la laguna, dominaron los procesos de desnitrificación y metabolismo autótrofo con mayores tasas durante el periodo de lluvias. Las tasas de renovación del agua fueron < 12 días indicando que la laguna tiene buena capacidad para diluir, asimilar y transformar nutrientes.

**Palabras clave:** *laguna costera*; *flujos de nutrientes*; *metabolismo neto.*

## Abstract

The understanding of biogeochemical processes allows us to understand ecological processes and support environmental management in coastal lagoons. The objective of this study was to estimate the nutrient fluxes and the net metabolism in the El Tóbari lagoon, an euryhaline system of semi-arid subtropical region in the Gulf of California. A bathymetric survey was made and water samplings (temperature, salinity, dissolved oxygen, nitrites, nitrates, ammonium and orthophosphate) were carried out in dryness (June) and rainfall (September) periods, in sites located in the lagoon and the adjacent sea. The nutrient fluxes and the net metabolism of the ecosystem were estimated with the LOICZ biogeochemical model. Concentrations and nutrient fluxes increased during the rainy season (September) compared to the dryness season (June). In the lagoon, the processes of denitrification and autotrophic metabolism dominated with higher rates during the rainy season. Water renewal rates were <12 days indicating that the lagoon has good capacity to dilute, assimilate and transform nutrients.

**Key words:** *coastal lagoon*; *nutrients fluxes*; *net metabolism.*

## Introducción

Las lagunas costeras se reconocen como ecosistemas de importancia estratégica porque desempeñan un papel crucial en casi todos los procesos biogeoquímicos que sustentan la biósfera (Sousa *et al*., 2013); específicamente, proporcionan altas tasas de intercambio de gas, importación y exportación de energía

en forma de carbono orgánico, importación de energía desde tierra o mar y exportación de energía debido a la alta producción dentro del sistema, como la importación, transporte, proceso y exportación de nutrientes en todas sus formas (Heip *et al.*, 2011). El estudio de los procesos biogeoquímicos en estos cuerpos de agua ayuda a entender las transformaciones de nutrientes y materiales, así como las importaciones y exportaciones al océano (Smith *et al*., 2012), donde la variación espacial y temporal de las concentraciones de carbono, nitrógeno y fósforo disueltos en la columna de agua dependen de factores como: 1) interacciones entre ingresos y egresos, 2) circulación, 3) intercambio de agua-sedimentos y 4) procesos biológicos (Buzelli *et al*., 2013).

Una manera de conocer los procesos biogeoquímicos en lagunas costeras, es mediante balances de agua, sal y nutrientes (Boyton y Nixon, 2013). El proyecto del programa LOICZ (Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone) propuso un modelo biogeoquímico, que permite cuantificar la capacidad de los ecosistemas costeros para transformar, acumular y exportar materia disuelta a través de balances de nutrientes, así como informar sobre su comportamiento como fuente o sumidero; también, a partir de estos balances y la estequiometría es posible obtener estimaciones de los procesos de fijación de nitrógeno, desnitrificación, producción y respiración del ecosistema (Gordon *et al*., 1996). El modelo biogeoquímico LOICZ ha sido útil en la evaluación de la dinámica de nutrientes y el metabolismo de estos ecosistemas para apoyar la toma de decisiones en gestión ambiental (Ramesh *et al*., 2015).

El objetivo de este estudio fue estimar los flujos de nutrientes y el metabolismo neto en periodos de estiaje y lluvia en El Tóbari, una laguna costera subtropical del Golfo de California.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

La laguna costera El Tóbari se ubica en la costa este del Golfo de California, en el sur del Estado de Sonora, tiene una superficie de 64.2 $km^2$ y profundidad promedio de 1.40 m, está separada del mar por la isla de barrera arenosa (Huivulai) de 12 km de longitud y tiene comunicación permanentemente con el mar por medio de dos bocas, un pedraplén construido para conectar tierra firme con la isla, divide a la laguna en dos subsistemas: laguna norte y laguna sur (Figura 1). El Tóbari se clasifica como una laguna tipo II-A: Sedimentación terrígena diferencial-depresión intradeltáica y marginal (Lankford, 1977) y es un cuerpo de agua receptor de aguas residuales agrícolas y camaronícolas. La población humana adyacente a la laguna es de 5000 habitantes (INEGI, 2010).

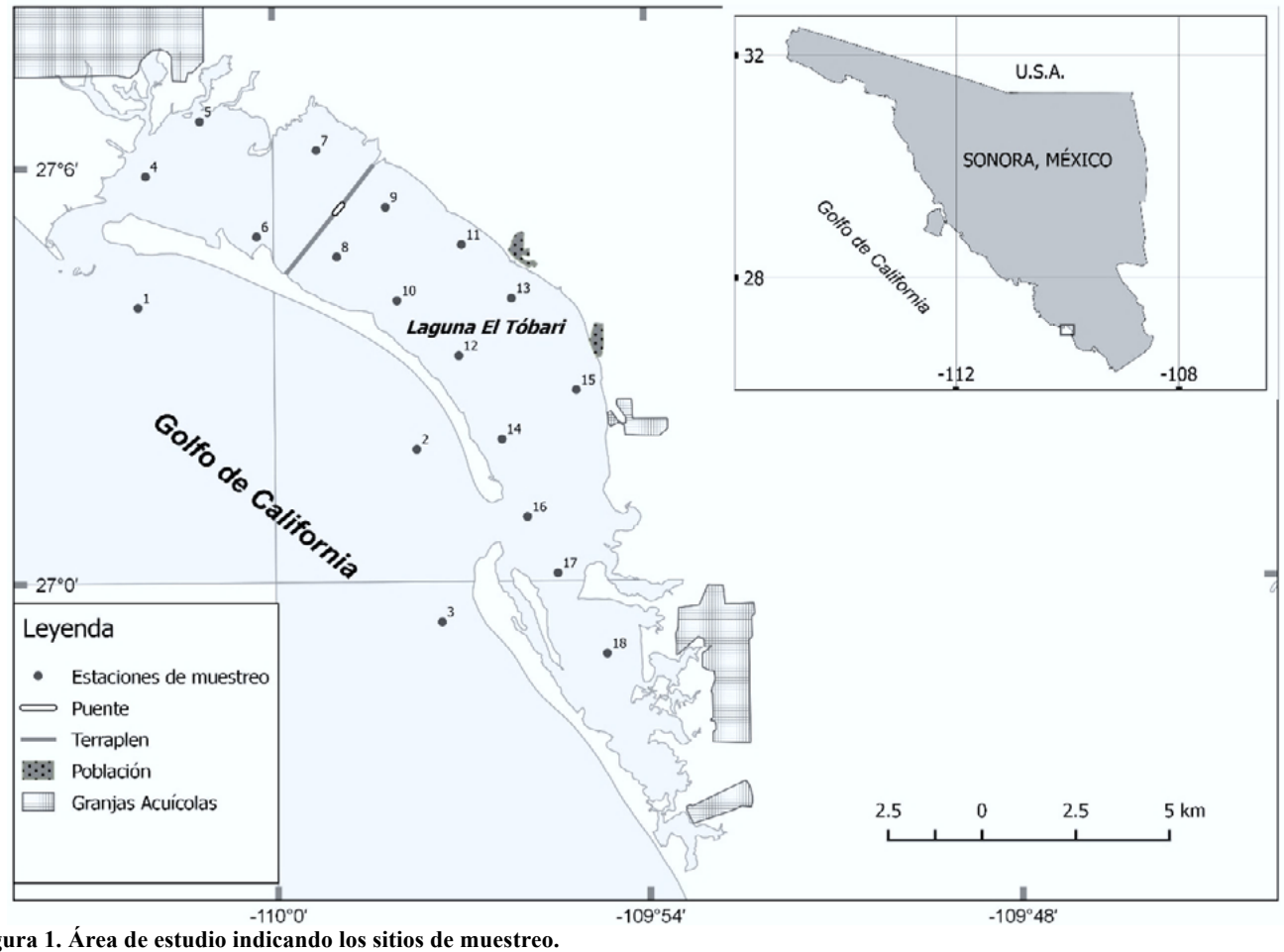



**Figura 1. Área de estudio indicando los sitios de muestreo.**

*Trabajo de campo*

Se realizó un levantamiento batimétrico de la laguna con una ecosonda gráfica GARMIN modelo GPSMAP 188C. Los valores del nivel del mar fueron calculados por predicción de marea con el sistema de cómputo Mar versión 0.53 elaborado por CICESE. El volumen de agua fue estimado con el sistema de cómputo CivilCad, se trazaron secciones transversales cada 50 m a todo lo largo de la laguna y se determinó el área hidráulica de cada sección, medida ésta desde el fondo marino hasta el nivel cero como referencia del nivel medio del mar.

Los muestreos de agua se realizaron en junio (periodo de estiaje) y septiembre (periodo de lluvias) de 2005 en un conjunto de sitios de muestreo que cubrió los dos subsistemas (laguna norte y laguna sur) y el mar adyacente (Figura 1). Adicionalmente, se realizaron muestreos en dos drenes de aguas residuales agrícolas y un dren de efluentes camaronícolas. En cada sitio de muestreo se registraron temperatura, salinidad y oxígeno disuelto *in situ* con un equipo multisensor marca Hydrolab, modelo Recorder y se recolectó 1 L de agua subsuperficial en botes de plástico para determinar nutrientes (nitritos, nitratos, amonio y ortofosfatos), las muestras de agua fueron mantenidas en hielo durante su transporte al laboratorio. Los nutrientes se determinaron mediante métodos químicos (Parson *et al*., 1984) filtrando previamente la muestra de agua con filtros marca Gelman, tipo A/E con capacidad de retención de 1 µm.

Los datos de precipitación y evaporación se obtuvieron de la estación meteorológica No. 4P6 de la Comisión Nacional del Agua, ubicada a unos 30 km al este de la laguna.

*Estimaciones de flujos de nutrientes*

Los flujos de nutrientes y el metabolismo neto del ecosistema se estimaron mediante el modelo biogeoquímico LOICZ, descrito en Gordon *et al*. (1996).

El modelo se construye en tres etapas que consisten en: (1) balance de agua, (2) balance de sal, y (3) balance de materiales no conservativos. Las ecuaciones generales que se utilizan para calcular estos balances son:

$$dv/dt = VQ + VP + VG + VO - VE + VR \qquad \text{(Ec. 1)}$$

$$d(VS)/dt = VPSP - VESE + VRSR + VX(SOCN - SSIS) \qquad \text{(Ec. 2)}$$

$$d(VY)/dt = VRYR + VX(YOCN - YSIS) + \Delta Y \qquad \text{(Ec. 3)}$$

donde, $V_Q$ son aguas residuales agrícolas, $V_P$ son lluvias, $V_G$ es el aporte del manto freático (en nuestro caso se asumió a cero), $V_O$ son efluentes camaronícolas, $V_E$ es evaporación y $V_R$ es el flujo residual, que contiene el volumen en el sistema. $S_{OCN}$ y $S_{SIS}$ son las salinidades del océano y sistema (laguna Tóbari), respectivamente. Vx es el volumen de mezcla, que compensa el agua y sal en el balance.

$\Delta_Y$ es el flujo del material no conservativo (Fósforo Inorgánico Disuelto FID y Nitrógeno Inorgánico Disuelto NID). $Y_R$ es el valor promedio del material no conservativo entre dos fronteras. $Y_{OCN}$, $Y_{SIS}$ son los valores promedio del material no conservativo del océano y sistema, respectivamente.

*Estimaciones de metabolismo neto y de fijación de Nitrógeno/Desnitrificación.*

El metabolismo neto del ecosistema (MNE), que representa la diferencia entre la producción de carbono (p) y la respiración (r) fue estimado con la siguiente ecuación:

$$(p\text{-}r) = -\Delta FID \times (C{:}P)part \ldots\ldots\ldots\ldots \qquad \ldots\ldots\ldots\ldots\text{(Ec. 4)}$$

donde, (C:P)part, es la razón carbono a fósforo en la materia orgánica particulada que está siendo reciclada en el sistema. En la estimación se asume el índice molar de Redfield (1934), C:P 106:1.

El balance entre fijación de nitrógeno y desnitrificación fue estimado con la ecuación:

$$(Nfij - Desnit) = \Delta NIDobs - \Delta FID \times (N{:}P)part \qquad \text{(Ec. 5)}$$

donde, ΔNIDobs es el flujo no conservativo de NID estimado y la expresión ΔFID x (N:P)part es el flujo no conservativo de NID esperado. (N:P)part es la razón nitrógeno a fósforo y representa la cantidad de fósforo atribuida a la descomposición de la materia orgánica, asumiendo el índice molar de Redfield (1934), N:P 16:1. Se ha establecido que la diferencia entre el ΔNID observado y el ΔNID esperado es equivalente a la diferencia entre la fijación de nitrógeno y la desnitrificación.

## Resultados y Discusión

*Nutrientes y salinidad*

Las concentraciones de fósforo inorgánico disuelto (FID) fueron mayores en la laguna que en el océano en ambas condiciones del año. Las concentraciones de nitrógeno inorgánico disuelto (NID) fueron mayores en la laguna que en el océano, excepto en junio cuando la laguna norte tuvo menor concentración de NID. La salinidad del agua fue mayor en la laguna que en el océano. En ambos subsistemas (lagunas norte y sur) las concentraciones de NID y FID fueron mayores en septiembre, prácticamente se duplicaron con respecto a junio y en particular en la laguna norte las concentraciones de NID se incrementaron en septiembre con respecto a junio en cinco órdenes de magnitud (Cuadro 1). El incremento de la concentración de nutrientes en septiembre se atribuye al aporte por escorrentías de lluvias, considerando que los aportes de nutrientes por aguas residuales agrícolas disminuyen en septiembre (Figuras 2 y 3). Las mayores concentraciones de nutrientes se observaron en la laguna sur debido a que recibe aportes de nutrientes de agricultura y camaronicultura (Figuras 2 y 3).

**Cuadro 1. Concentración de nitrógeno y fosforo inorgánicos disuelto, y salinidad en el agua de la laguna El Tóbari durante estiaje y lluvias.**

| Variables | $NO_3$+$NO_2$ | $NH_4$ | FID | NID | Salinidad |
|---|---|---|---|---|---|
| **Junio** | | | | | |
| Océano | 12.52 ± 8.27 | 4.27 ± 4.04 | 0.21 ± 0.14 | 16.79 ± 12.15 | 37.08 ± 0.29 |
| Laguna norte | 8.27 ± 1.99 | 2.67 ± 3.08 | 0.38 ± 0.15 | 10.94 ± 5.11 | 39.31 ± 1.28 |
| Laguna sur | 7.24 ± 1.45 | 29.7 ± 86.43 | 0.45 ± 0.38 | 36.95 ± 86.26 | 37.75 ± 1.03 |
| **Septiembre** | | | | | |
| Océano | 17.11 ± 7.26 | 14.78 ± 5.22 | 0.74 ± 0.21 | 31.89 ± 11.07 | 39.33 ± 0.01 |
| Laguna norte | 28.45 ± 6.4 | 20.62 ± 3.93 | 0.75 ± 0.04 | 49.07 ± 9.35 | 40 ± 1.63 |
| Laguna sur | 40.87 ± 33.81 | 16.79 ± 9.08 | 1.06 ± 0.25 | 57.65 ± 35.53 | 39.73 ± 1.79 |

Valores: promedio ± desviación estándar, Unidades: nutrientes µM y salinidad ups.

*Balances de agua y sal*

En junio, en la laguna sur, el volumen residual se incrementó superando a las pérdidas por evaporación y la laguna exportó hacia el mar adyacente 14 630 $m^3$, mientras que en la laguna norte el déficit causado por evaporación fue reemplazado por el ingreso del mar adyacente. El intercambio por mareas y las mezclas de agua entre los volúmenes residentes es explicado por el balance de agua y sal, y se expresa en el volumen de mezcla (Vx) el cuál fue mayor en la laguna sur y esto explica su mayor capacidad de renovación de agua (Figura 2).

En septiembre, la laguna norte compensó su déficit de agua con el mar adyacente y lluvias importando 159 470 $m^3$ diarios, mientras que en la laguna sur el superávit causado por aporte del dren acuícola aunado al escaso aporte de lluvias fue exportado a razón de 56 670 $m^3$ diarios, el volumen de mezcla (Vx) fue mayor en la laguna norte que explica la alta capacidad de renovación de agua estimada (Figura 3).

En ambos subsistemas de la laguna, las tasas de renovación del agua mostraron cambios estacionales asociados a las diferencias en volúmenes de agua involucrados en el balance y que son influenciadas por las tasas de precipitación y evaporación. Sin embargo, las características geomorfológicas de la laguna y la circulación inducida por mareas que la caracterizan como laguna restringida (Kjerfve y Magill, 2009) con comunicación permanente con el mar adyacente propician que las tasas de renovación del agua sean < 12 días y esto es una característica observada en estas lagunas de la costa este del Golfo de California (Valenzuela-Siu *et al*., 2007; Arreola-Lizárraga *et al*., 2015; Ruiz-Ruiz *et al*., 2016; Ruiz-Ruiz *et al*., 2017).

*Balances de fósforo*

En junio hubo mayor vertimiento de nutrientes y el flujo neto de fósforo en el interior de la laguna norte (ΔFID) fue positivo (+0.019 mmol $m^{-2}$ día $^{-1}$) e indica que el subsistema se comportó como fuente. Por otro lado, el flujo neto al interior de la laguna sur fue negativo indicando que el subsistema fue sumidero de fósforo a una tasa de -0.014 mmol $m^{-2}$ día $^{-1}$ (Figura 2).

En septiembre, los flujos netos al interior de las lagunas norte y sur indicaron que en esta temporada ambos subsistemas fueron sumideros de fósforo a una tasa de -0.002 y 0.038 mmol $m^{-2}$ día $^{-1}$ respectivamente (Figura 3).

*Balance de nitrógeno*

En junio, los flujos netos al interior de las lagunas norte y sur indicaron que ambas fueron sumideros de nitrógeno a una tasa de -0.85 y -0.71 mmol $m^{-2}$ día $^{-1}$ respectivamente (Figura 2).

En septiembre, con mayor aporte de lluvias, pero menor vertimiento de nutrientes por drenes agrícolas, en la laguna norte el flujo neto de nitrógeno fue positivo (+6.44 mmol $m^{-2}$ día $^{-1}$) indicando que funciona como fuente; mientras que en la laguna sur el flujo indicó que la laguna fue sumidero de nitrógeno a una razón de -2.66 mmol $m^{-2}$ día $^{-1}$ (Figura 3).

Los flujos de nutrientes observados, mostraron que la magnitud de la tasa de transferencia de nutrientes se incrementó significativamente en septiembre y esto es resultado de los volúmenes de mezcla involucrados y de la mayor concentración de nutrientes observada en este periodo de lluvias. Aunque las lluvias son escasas en esta región semi-árida (< 400 mm año$^{-1}$), estos resultados sugieren que son un factor importante de influencia en los procesos biogeoquímicos.

*Fijación de Nitrógeno/Desnitrificación*

En junio, en la laguna norte, el valor esperado fue ΔN*esp*= 7218 mol día$^{-1}$, y con base en el índice Redfield el flujo observado fue de -20 644.53 mol día$^{-1}$, entonces hubo una discrepancia negativa (-27,862.7 mol día$^{-1}$), que indica que la desnitrificación excedió a la fijación de nitrógeno a una tasa de -1.15 mmol $m^{-2}$ día$^{-1}$, esto mismo se observó en la laguna sur pero a una tasa menor (-0.49 mmol $m^{-2}$ día$^{-1}$). En septiembre, la laguna norte fijó nitrógeno a una tasa de 6.47 mmol $m^{-2}$ día$^{-1}$ y la laguna sur desnitrificó a una tasa de -2.06 mmol $m^{-2}$ día$^{-1}$.

*Metabolismo neto*

En junio, en la laguna norte, el metabolismo neto fue heterótrofo a una tasa de -1.97 mmol $m^{-2}$ día$^{-1}$; mientras que en la laguna sur el metabolismo neto fue autótrofo a una tasa de 1.47 mmol $m^{-2}$ día$^{-1}$. En septiembre, ambos subsistemas tuvieron un metabolismo neto autótrofo, en la laguna norte a una tasa de 0.20 mmol $m^{-2}$ día$^{-1}$ y en la laguna sur a una tasa de 3.99 mmol $m^{-2}$ día$^{-1}$.

Estos resultados, donde la laguna sur exhibió procesos de desnitrificación y metabolismo autótrofo en ambos periodos y con mayores tasas en septiembre, sugiere la influencia del aporte de nutrientes por aguas residuales agrícolas y efluentes camaronícolas, además de las escorrentías por lluvias desde el valle agrícola adyacente. Esto implica que los nutrientes provenientes desde fuentes antropogénicas están incidiendo en cambios en los procesos biogeoquímicos de este cuerpo de agua. Los resultados aportados por este estudio son consistentes con las observaciones de contribuciones previas realizadas por Valenzuela-Siu *et al*. (2007), Arreola-Lizárraga *et al*. (2015) y Medina-Galván *et al*. (2018), en el sentido de que lagunas costeras de esta región semi-árida del Golfo de California exhiben tasas de recambio de agua de pocos días con buena capacidad para diluir, asimilar y transformar nutrientes.

Es importante considerar que este estudio fue realizado en 2005 y la laguna El Tóbari fue subdividida en dos subsistemas (lagunas norte y sur), porque en este periodo un terraplén unía tierra firme y la isla de barrera dividiendo a la laguna en estas dos zonas. Sin embargo, en 2011 un programa de rehabilitación de la laguna incluyó un dragado de los canales principales y la destrucción del terraplén con el propósito de mejorar la circulación del agua. De tal forma que un estudio para comparar las condiciones prevalecientes en 2005 aquí presentadas y las condiciones actuales en términos de procesos biogeoquímicos está en curso.

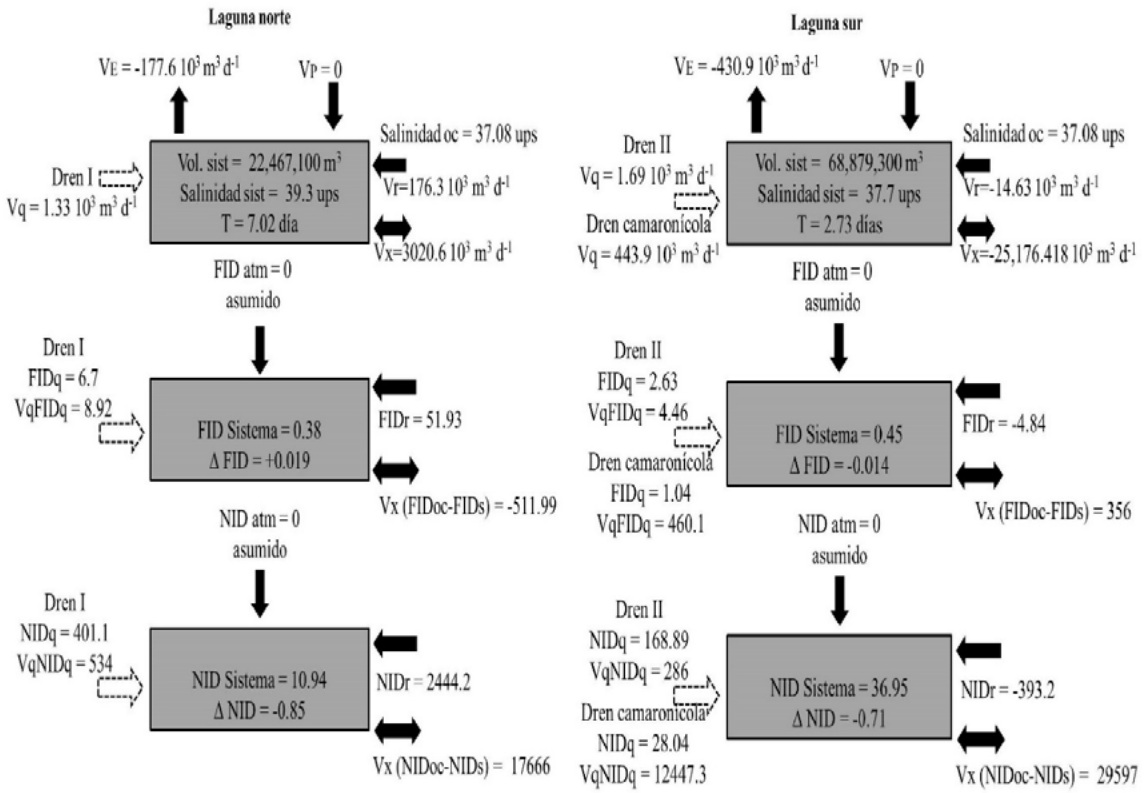



**Figura 2. Tiempo de residencia del agua y flujos de fósforo y nitrógeno en la laguna durante el periodo de estiaje (junio).**
Flujos de nutrientes en mol $d^{-1}$, (+) indica fuente, (−) indica sumidero.

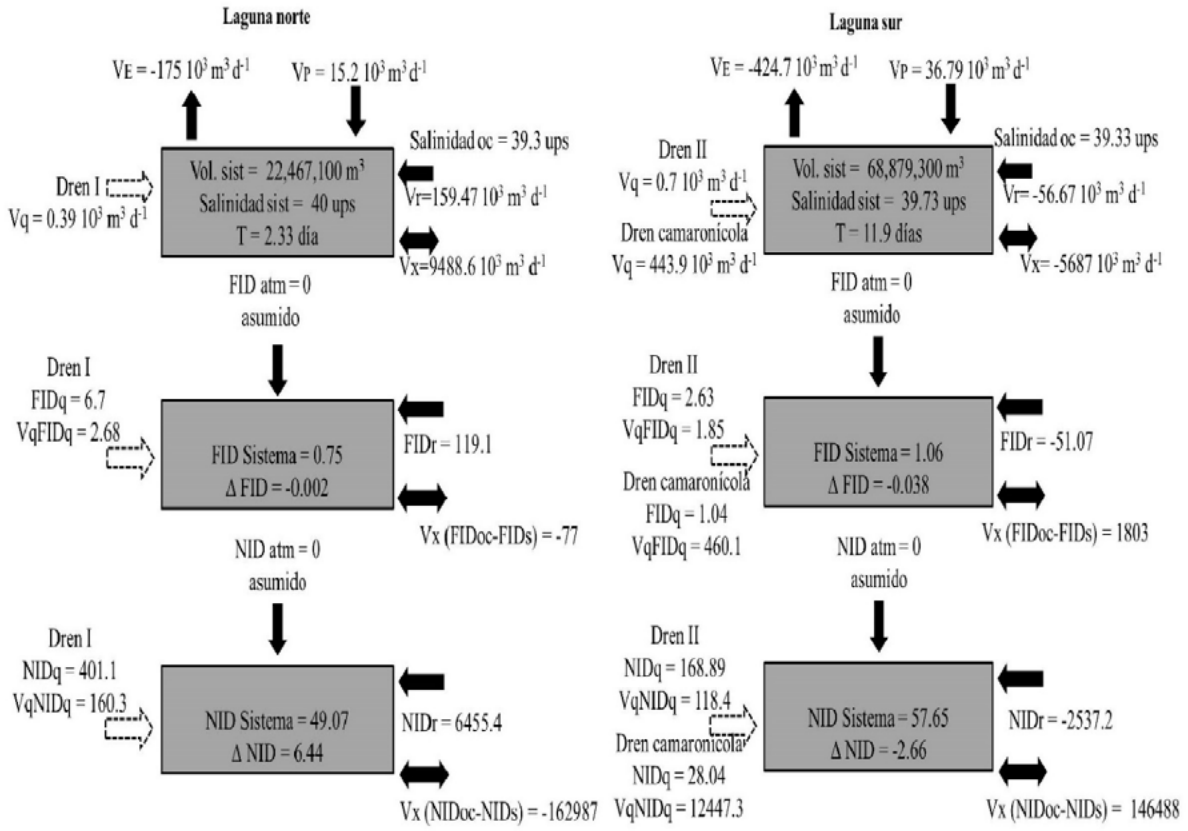



**Figura 3. Tiempo de residencia del agua y flujos de fósforo y nitrógeno en la laguna durante el periodo de lluvia (septiembre).** Flujos de nutrientes en mol $d^{-1}$, (+) indican fuente, (-) indican sumidero.

## Conclusiones

En la laguna El Tóbari, las concentraciones y los flujos de nutrientes se incrementaron en el periodo de lluvias (septiembre) con respecto al estiaje (junio), no obstante que en junio hubo mayor aporte de nutrientes por aguas residuales agrícolas. Las escorrentías por lluvias que atraviesan un valle agrícola adyacente a la laguna propician un aporte de nutrientes, y esto implica que nutrientes provenientes desde fuentes antropogénicas están incidiendo en cambios en los procesos biogeoquímicos de este cuerpo de agua. En esta laguna, dominaron los procesos de desnitrificación y metabolismo autótrofo con mayores tasas durante el periodo de lluvias. Las tasas de renovación del agua fueron < 12 días indicando que la laguna tiene buena capacidad para diluir, asimilar y transformar nutrientes.

## Agradecimientos

María del Refugio López Tapia realizó el procesamiento de las muestras de agua en el Laboratorio de Calidad del Agua del CIBNOR, S. C. y David Urías (CIBNOR) realizó el levantamiento batimétrico.

## Literatura citada

Arreola-Lizárraga, J. A., G. Padilla-Arredondo y J. Garatuza-Payán. 2015. Flujos de nutrientes y metabolismo neto del estero Algodones (eurihalino, subtropical) en el Golfo de California. pp. 495-501. 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 2015. Serie: Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Centro del Cambio 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.

Boyton, W. and S. Nixon. 2013. Budget analyses of estuarine ecosystems. pp. 443-464. *In*: Day, J., M. Kemp, A. Yáñez-Arancibia and B. Crump. (eds.). Estuarine ecology. 2nd ed. John Wiley & Sons. Inc. Hoboken USA.

Buzzelli, C., Y. Wan, P. H. Doering and J. N. Boyer. 2013. Seasonal dissolved inorganic nitrogen and phosphorus budgets fortwo sub-tropical estuaries in south Florida, USA. Biogeosciences 10:6721–6736.

Gordon, D. C. Jr., P. R Boudreau, K. H. Mann, J. E. Ong, W. L. Silvert, S. V. Smith, G. Wattayacom, F. Wulff and T. Yanagi. 1996. LOICZ Biogeochemical Modelling Guidelines, LOICZ Reports and Studies No. 5. 96 p.

Heip, C. H. R., J. J. Middelburg and C. J. M. Philippart. 2011. Functioning of ecosystems at the land–ocean interface. pp. 1-3. *In*: Wolanski, E. and D. McLusky (eds). Treatise on estuarine and coastal science. Elsevier, Academic Press, Waltham.

INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2010. Censo de población y vivienda. www.inegi.org.mx (Consulta: octubre, 2018).

Kjerfve, B. and K. E. Magill. 1989. Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons. Marine Geology 88:187-199.

Lankford, R. R. 1977. Coastal lagoon of Mexico, their origin and classification. pp. 182-215. *In*: Wiley, M. (ed.) Estuarine process. Academic Press, Inc. New York.

Medina-Galván, J., G. Padilla-Arredondo y J. A. Arreola-Lizárraga. 2018. Flujos de nutrientes y metabolismo neto del estero Siuti (eurihalino, subtropical) en el Golfo de California. pp. 302- 08. En: Paz, F., 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. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Instituto Tecnológico de Sonora. Texcoco, Estado de México, México. 678 p.

Parson, T. R., Y. Maitia and C. M. Lalli. 1984. A manual of chemical and biological methods for sea water analysis. Pergamonn Press. Oxford.

Ramesh, R., Z. Chen, V. Cummins, J. Day, C. D'Elia, B. Dennison, D. L. Forbes, B. Glaeserg, B. Glaserh, M. Glavovici, H. Kremerj, M. Langec, J. N. Larsenk, M. Le Tissierc, A. Newton, M. Pelling, R. Purvaja and E. Wolanski. 2015. Land–Ocean Interactions in the Coastal Zone: Past, present and future. Anthropocene 12:85-98.

Redfield, A. C. 1934. On the proportions of organic derivatives in sea water and their relation to the composition of plankton. James Jhonstone Memorial Volume, Liverpool, England.

Ruiz-Ruiz, T. M., J. A. Arreola-Lizárraga, L. Morquecho, L. C. Méndez-Rodríguez, A. Martínez-López and R. A. Mendoza-Salgado. 2017. Detecting eutrophication symptoms by means of three methods in a subtropical semi-arid coastal lagoon. Wetlands 37:1105-1118.

Ruiz-Ruiz, T. M., J. A. Arreola-Lizárraga, L. Morquecho, R. A. Mendoza-Salgado, A. Martínez-López, L. C. Méndez-Rodríguez and J. Enríquez-Flores. 2016. Assessment of eutrophication in a subtropical lagoon in the Gulf of California. Aquatic Ecosystem Health and Management 19:382-392.

Smith, J., M. A. Burford, A. T. Revill, R. R. Haese and J. Fortune. 2012. Effect of nutrient loading on biogeochemical processes in tropical tidal creeks. Biogeochemistry 108:359-380.

Sousa, L. P., A. I. Lillebø, G. D. Gooch, J. A. Soares and F. L. Alves. 2013. Incorporation of local knowledge in the identification of Ria de Aveiro Lagoon Ecosystem Services (Portugal). Journal of Coastal Research 65:1051-1056.

Valenzuela-Siu, M., J. A. Arreola-Lizárraga, S. Sánchez-Carrillo y G. Padilla- Arredondo. 2007. Flujos de nutrientes y metabolismo neto de la laguna costera Lobos, México. Hidrobiológica 17:193-208.

# 2.20. Almacenes de carbono aéreo en manglares de Cozumel: potencial contra el cambio climático

**Cinco-Castro Siuling**[1]; Herrera-Silveira Jorge A.[1].; Caamal-Sosa Juan P.[1]; Mendoza-Martínez Juan E.[1]; Zenteno-Díaz Karla[1]; Us-Balam Heimi[1]; Pech-Poot Eunice[1]; Erosa-Angulo Judith[1] y Pérez-Martínez Oscar[1]

[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.
Autor para correspondencia: siuling.cinco@cinvestav.mx

## Resumen

En la Península de Yucatán se encuentra más del 50% de los manglares de México, los cuales responden una gran variedad de características ecológicas. Entre ellos se incluyen los manglares de Cozumel, la isla más grande de la región. Estos ecosistemas proveen una gran cantidad de servicios ambientales relacionados derivados principalmente de la captura y almacén de carbono, contribuyendo así a la mitigación, adaptación y disminución de la vulnerabilidad ante los efectos del cambio climático. Con base en lo anterior, la finalidad de este estudio es estimar el carbono aéreo almacenado en los manglares de la isla de Cozumel, Q. Roo, para lo cual se registraron las características hidrológicas y ecológicas distribuidas en 7 sitios. Se utilizó la metodología de Kauffman *et al.* (2013) para la estimación de carbono. El almacén de carbono aéreo promedio en los manglares de Cozumel es de 37.6 ± 29.6 Mg C $ha^{-1}$, del cual la biomasa de árboles aporta el 90%. El conocimiento de la manera en la que se distribuyen los almacenes de carbono en cada uno de los componentes y la distribución espacial de los mismos es una herramienta que permite tomar decisiones para la priorización de actividades y de sitios sujetos a conservación y/o restauración.

**Palabras clave:** *manglares*; *carbono aéreo*; *cambio climático*; *Cozumel.*

## Abstract

In the Yucatan Peninsula is located more than 50% of the mangroves of Mexico, which respond a great variety of ecological characteristics. These include the Cozumel mangroves, the largest island in the region. These ecosystems provide a lot of environmental services derived mainly from carbon capture and storage, thus contributing to the mitigation, adaptation and reduction of vulnerability to the climate change effects. Based on this, the goal of this study is to estimate the above carbon stored in the mangroves of the Cozumel island, Q. Roo, for which the hydrological and ecological characteristics distributed in 7 sites were recorded. The methodology of Kauffman *et al*. (2013) was used for carbon estimation. The aerial carbon storage in Cozumel mangroves is 37.6 ± 29.6 Mg C $ha^{-1}$, of which the tree biomass contributes 90%. The knowledge of the way in which the carbon stores are distributed in each of the components and the spatial distribution of them is a tool that allows decisions to be made for the prioritization of activities and sites subject to conservation and/or restoration.

**Key words:** *mangroves*; *aboveground carbon*; *climate change*; *Cozumel.*

## Introducción

Los manglares son un tipo de vegetación arbórea que se desarrolla en litorales costeros tropicales y subtropicales, presentan adaptaciones para tolerar suelos salinos, condiciones poco oxigenadas e

inundaciones periódicas (Lugo y Snedaker, 1974). El servicio más importante que proveen estos ecosistemas de cara al fenómeno del cambio climático, es el relacionado con los almacenes y flujos de carbono en la interfase tierra-océano-atmósfera. Se reconoce que a partir este carbono se originan otros servicios como: hábitat de apoyo a las pesquerías, actuar como zonas de amortiguamiento y protección contra huracanes e inundaciones (Alongi, 2008; Gilman *et al*., 2008), funcionar como biofiltro removiendo nutrientes y manteniendo la calidad del agua de las lagunas costeras, además de actuar como refugio de fauna regional y migratoria, sin dejar de lado su valor como atractivo turístico y cultural (Yañez-Arancibia *et al*., 1998; Valiela *et al*., 2001).

Sin embargo, a pesar de que los manglares almacenan más carbono que otros ecosistemas (Donato *et al.*, 2011), poseen las tasas más altas de deforestación (Valiela *et al.*, 2001). Además de los efectos del cambio climático, se enfrentan al acelerado cambio de uso de suelo y al riesgo latente de contaminación, principalmente los que se encuentran en zonas de crecimiento turístico como la isla de Cozumel. Por lo tanto, los procesos biológicos y ecológicos por los cuales se captura carbono se pueden ver afectados.

Con base en lo anterior, el objetivo es de este trabajo es evaluar el almacén aéreo de carbono en los manglares de la isla de Cozumel, lo cual serviría de apoyo para la toma de decisiones en la priorización de actividades y sitios en los que se actúe ante la mitigación, adaptación y disminución de la vulnerabilidad ante el cambio a través de la conservación, manejo y/o restauración de estos ecosistemas.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

Cozumel es la isla más grande de la Península de Yucatán (Figura 1); tiene una superficie de 47 887.49 ha, se ubica en el estado de Quintana Roo, a 17.5 km de la costa noreste. Presenta clima tipo Am Cálido húmedo con abundantes lluvias en verano. La temperatura media es de 25.5 °C y la precipitación es superior a 40 mm en el mes más seco.

La isla de Cozumel está cubierta por vegetación nativa, en la que dominan bosque tropical caducifolio, bosques de manglares, pantanos y vegetación costera. Estos últimos relacionados con el régimen de mareas de tipo mixto semidiurno, de baja amplitud (<1 m), que caracterizan a la región.

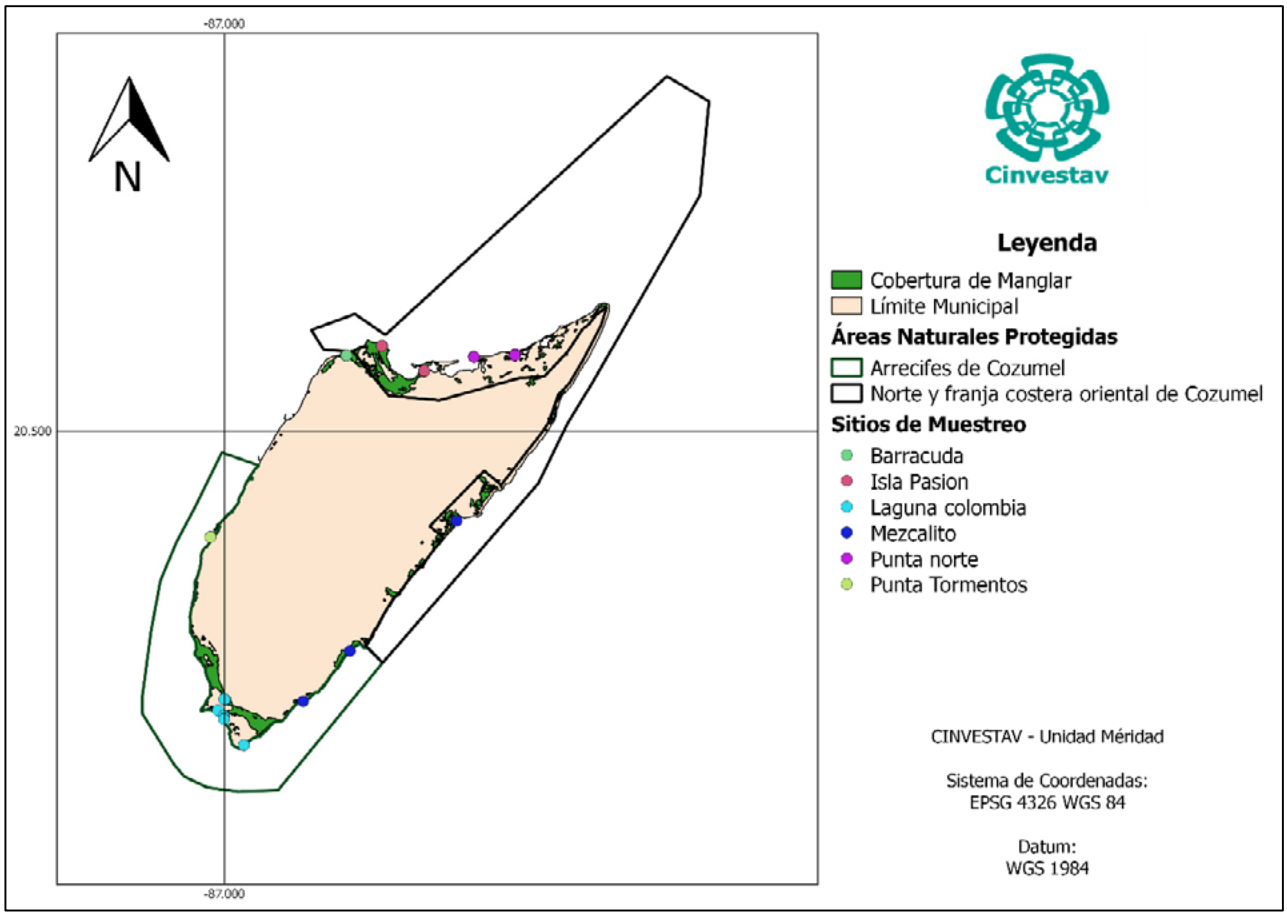



**Figura 1. Área de estudio. Sitios de muestreo en Cozumel, Q. Roo.**

*Trabajo de campo*

De acuerdo con el Protocolo para la medición, monitoreo y reporte de la estructura, biomasa y reservas de carbono de los manglares (Kauffman *et al.*, 2013), durante 2018 se realizaron muestreos de las características estructurales del manglar en 6 zonas de la Isla de Cozumel (Punta Norte, Isla Pasión, Barracuda, Punta Tormentos, Laguna Colombia y Mezcalitos), obteniendo un total de 72 parcelas de 25 $m^2$ cada una, distribuidas en 2 transectos en cada zona.

En cada una de las parcelas se midió el diámetro a la altura de pecho (DAP), altura, especie y condición de los árboles para el cálculo de la biomasa a través de ecuaciones alométricas. Se colectó mantillo en parcelas de 20 x 20 cm para su posterior análisis en laboratorio y se registró el material leñoso caído (MLC) de acuerdo con la metodología de Kauffman *et al.* (2013). Adicionalmente, se registraron datos hidrológicos como salinidad, temperatura, pH y redox del agua intersticial.

*Estimación de carbono*

A partir de la biomasa estimada usando ecuaciones alométricas por especie (Cuadro 1), se estimó el carbono en árboles utilizando el factor de conversión de 0.45 (Kauffman *et al.*, 2013). El peso seco del mantillo fue extrapolado a ha y convertido a carbono con una relación de 0.45 recomendada por Kauffman *et al.* (2013). La biomasa del material leñoso caído (MLC) fue calculada a partir del diámetro de los fragmentos y la distancia entre ellos, posteriormente se convirtió a carbono usando un factor de 0.5 (Kauffman *et al.*, 2013).

El carbono aéreo total almacenado representa la sumatoria del carbono de los componentes en megagramos de carbono por ha (Mg C $ha^{-1}$):

$$\text{C aéreo total (Mg C ha}^{-1}\text{)} = \text{C en árboles} + \text{C en mantillo} + \text{C en MLC}$$

**Cuadro 1. Ecuaciones alométricas para estimación de biomasa en manglares de Cozumel.**

| Especie | Ecuación alométrica | Autor |
|---|---|---|
| *Avicennia germinans* | $b = 0.403*d^{1.934}$ | |
| *Laguncularia racemosa* | $b = 0.362*d^{1.930}$ | Smith III y Whelan, 2006 |
| *Rhizophora mangle* | $b = 0.722*d^{1.731}$ | |
| *Rhizophora mangle* | $b=2.528+(1.129*LN(d^2)+(0.156*Ln\ (Vol)$ | Ross *et al*., 2001 |

b = biomasa (kg), d = diámetro a la altura del pecho (cm), $D_{30}$ = diámetro del tronco a 30 cm del suelo (cm), Vol = volumen de la copa ($cm^3$).

## Resultados y Discusión

### *Características estructurales*

Los manglares de Cozumel tienen un DAP promedio de 4.81 ± 1.8 cm con una altura de 4.47 ± 1.9 m. La especie dominante es *Rhizophora mangle* (mangle rojo), seguido de *Laguncularia racemosa* (mangle blanco), aunque también se encuentran presente *Avicennia germinans* (mangle negro). La zona de Isla Pasión presenta mayor densidad de árboles (6527 ± 1517 ind/ha), mientras que los ejemplares más grandes (DAP=7.82 ± 2.5 cm y Altura=8.14 ± 0.04 m) con respecto a los otros sitios se registraron en Barracuda. Los valores estructurales para esta localidad son más bajos con respecto a los de Puerto Morelos (Cuadro 2) a pesar de que se encuentran en la misma zona kárstica. Estas diferencias probablemente están dadas por la influencia de condiciones extremas de vientos y menores entradas de agua dulce en el ambiente insular de Cozumel.

**Cuadro 2. Variables estructurales de los manglares de Cozumel, Q. Roo.**

| Sitio | DAP (cm) | Altura (m) | Densidad (ind/ha) |
|---|---|---|---|
| Punta Norte | 3.09 ± 0.85 | 2.26 ± 0.02 | 6400 ±1810 |
| Isla Pasión | 4.53 ± 0.01 | 4.27 ± 0.47 | 6527 ± 1517 |
| Barracuda | 7.82 ± 2.55 | 8.14 ± 0.04 | 5651 ± 1581 |
| Punta Tormentos | 3.70 ± 0.63 | 3.76 ± 0.55 | 3896 ± 2116 |
| Laguna Colombia | 4.07 ± 0.19 | 3.53 ± 0.14 | 5450 ± 683 |
| Mezcalitos | 5.67 ± 0.93 | 4.85 ± 0.99 | 6070 ± 1456 |
| | Comparación | | |
| Cozumel (Este estudio) | 4.81 ± 1.8 | 4.47 ± 1.9 | 5621 ± 2566 |
| Puerto Morelos* | 5.12 ± 3.6 | 5.29 ± 2.4 | 6283 ± 3376 |

Promedio ± DS.
*Cinco-Castro *et al.*, 2018.

### *Características hidrológicas*

La salinidad promedio del agua intersticial de los manglares de Cozumel es de 30.4 ± 22 ups con temperatura de 29 ± 2.5 °C. El pH y potencial redox son de 7.2 ± 0.5 y -193 ± 60 mV, respectivamente. La región Punta Norte presenta mayor salinidad (65.7 ± 6.7 ups) con respecto a los otros sitios, indicando una condición hiperhalina, probablemente ocasionada por la entrada de agua salada que se evapora provocando alta concentración salina. La salinidad y temperatura más bajas se presentan en Punta Tormentos (8.4 ± 0.5 y 27.0 ± 1.3, respectivamente), lo cual sugiere la influencia de agua dulce proveniente de descargas subterráneas. En el caso del pH, sus valores indican condiciones ligeramente

ácidas (6.6 ± 0.1) en Punta Norte, lo cual se podría relacionar con áreas degradadas de este sitio, ya que en estas condiciones se presentan inundaciones por largos periodos de tiempo y alta descomposición de la materia orgánica. A través del potencial Redox se determinó que Laguna Colombia presenta condiciones fuertemente reducidas Particularmente el sitio LC y IP, los cuales presentaron condiciones fuertemente reducidas (-243.7 ± 21.9 mV), probablemente relacionadas con el nivel y tiempo de inundación en la zona (Cuadro 3).

**Cuadro 3. Variables hidrológicas de los manglares de Cozumel, Q. Roo.**

| Sitio | Salinidad intersticial (ups) | Temperatura intersticial (°C) | pH | Redox (mV) |
|---|---|---|---|---|
| Punta Norte | 65.7 ± 6.7 | 27.2 ± 5.1 | 6.6 ± 0.1 | -218.2 ± 31.8 |
| Isla Pasión | 42.7 ± 6.5 | 30.4 ± 0.4 | 6.9 ± 0.2 | -226.5 ± 5.2 |
| Barracuda | 10.6 ± 2.9 | 28.4 ± 0.6 | 7.3 ± 0.1 | -80.2 ± 18.9 |
| Punta Tormentos | 8.4 ± 0.5 | 27.0 ± 1.3 | 8.2 ± 0.1 | -187.0 ± 53.0 |
| Laguna Colombia | 35.6 ± 12.4 | 32.3 ± 1.1 | 7.1 ± 0.3 | -243.7 ± 21.9 |
| Mezcalitos | 19.9 ± 16.4 | 28.9 ± 1.3 | 7.3 ± 0.1 | -207.5 ± 18.4 |

Promedio ± DS.

*Almacenes de carbono*

El almacén de carbono aéreo promedio en los manglares de la isla de Cozumel es de 37.6 ± 29.6 Mg C $ha^{-1}$, del cual la biomasa en árboles aporta el 90%. Esta estimación es menor a la realizada por Bouillon *et al.* (2008) mediante la revisión global del carbono aéreo en manglares (79.9 Mg C $ha^{-1}$), la de Caamal (2012) realizada en manglares de Celestún (116.4 Mg C $ha^{-1}$) e incluso de la diversidad de manglares de Puerto Morelos (52.6 ± 18.5 Mg C $ha^{-1}$) (Cinco-Castro *et al.*, 2018). Estas diferencias podrían estar dadas por el grado de conservación en el que se encuentran los manglares y por las condiciones extremas de vientos y ausencia de agua a las que están expuestos los manglares de la isla.

En cuanto a las zonas estudiadas, Barracuda presenta el mayor contenido de carbono aéreo (79.1 ± 67.2 Mg C $ha^{-1}$). Esto es un reflejo de las importantes contribuciones que tienen los árboles (70.3 ± 64 Mg C $ha^{-1}$) y el material leñoso caído (6.7 ± 2.5 Mg C $ha^{-1}$). El mantillo tiene una contribución del 17% al carbono aéreo total en Punta Tormentos, el valor más alto con respecto a los otros sitios. El menor almacén aéreo de manglares de esta isla se registró en Punta Norte (16.9 ± 14.1 Mg C $ha^{-1}$) (Figura 2), precisamente donde la salinidad intersticial es más alta. Se ha observado que los almacenes de carbono son un reflejo de la interacción de los recursos, reguladores y estresores, principalmente con la relación inversa que existe entre la salinidad y los almacenes (Adame *et al*., 2013).

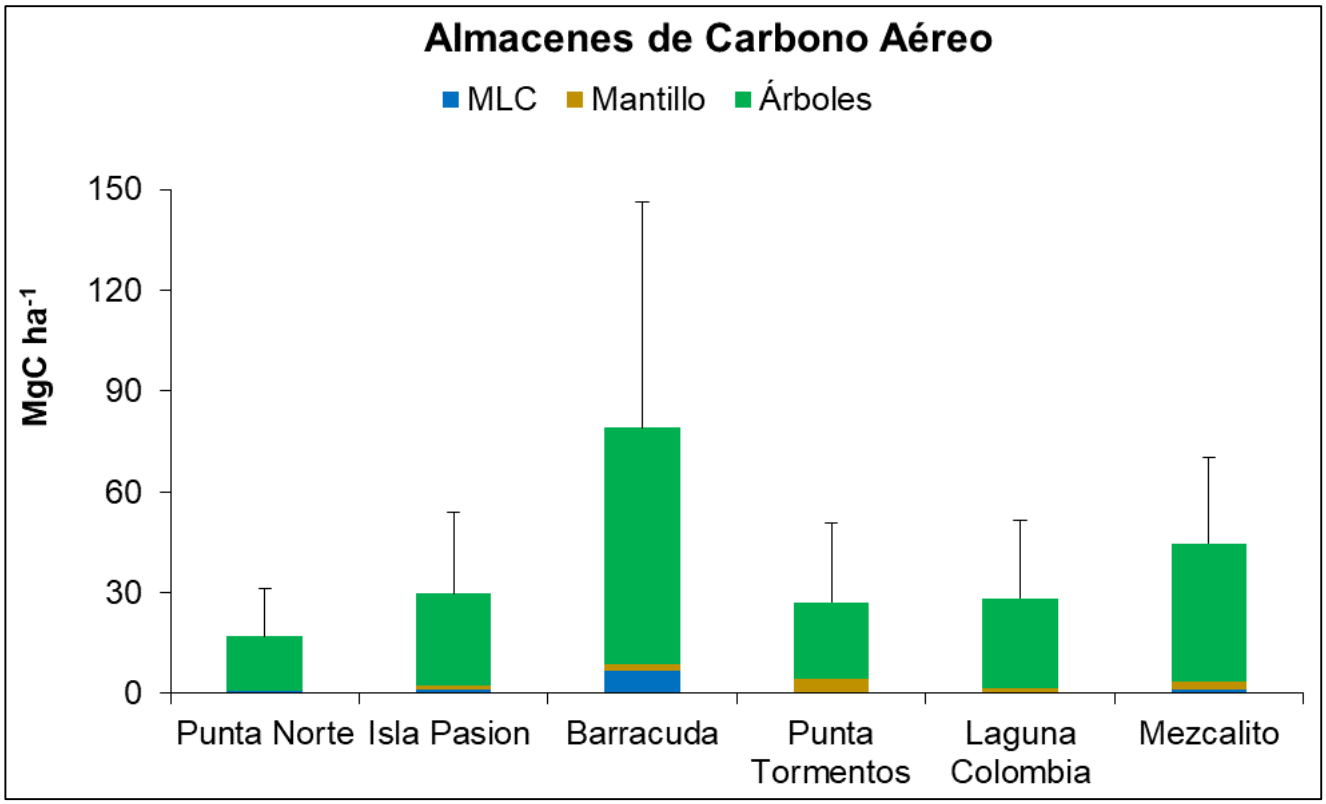



**Figura 2. Almacén de carbono aéreo ± incertidumbre por sitio en la localidad de Puerto Morelos.**

Considerando que los manglares de la isla de Cozumel tienen una cobertura de 1773 ha (Vázquez-Lule *et al.*, 2009), el almacén aéreo de este ecosistema es de 245 093.61 Mg $CO_2$eq. Esto representa la mitigación de las emisiones generadas por 65 358 habitantes por el uso de combustibles fósiles al año, considerando el factor de 3.75 ton $CO_2$ por habitante (INECC-SEMARNAT, 2013).

Sin embargo, las actividades en la isla han ocasionado la pérdida de 538 ha de manglar de 1981 a 2010, lo cual implica que, considerando el almacén aéreo promedio, en este periodo se han emitido 74 371.3 Mg $CO_2$eq a la atmósfera, equivalente a lo que emiten alrededor de 19 832 habitantes al año.

## Conclusiones

Los manglares de Cozumel presentan características estructurales correspondientes a manglares bajos y medios, lo cual está influenciado por las condiciones insulares en las que se desarrollan, adicionado el impacto del cambio climático, tormentas y huracanes de modifican la estructura y las actividades antrópicas que ejercen efecto sobre ellos.

En cuando a los almacenes de carbono, se destaca que los árboles constituyen más del 90% del almacén aéreo, sin embargo, es necesario determinar la importancia que tienen los almacenes subterráneos en los manglares de una zona con características de isla.

Los estresores como la salinidad juegan un papel importante en la manera en que la que almacena el carbono en los manglares. Esta relación queda de manifiesto al observar que, a mayor salinidad el almacén aéreo es menor en la zona de Punta Norte.

A pesar de que el almacén de carbono aéreo es relativamente bajo en los manglares de Cozumel (37.6 ± 29.6 Mg C $ha^{-1}$), el conocimiento de su magnitud y la manera en la que se distribuyen en la zona representa una herramienta ante los efectos del cambio climático, ya que la conservación de estos almacenes y la restauración de los almacenes en manglares que se han perdido constituyen actividades

que van de la mano con la mitigación, adaptación y disminución de la vulnerabilidad ante este fenómeno global.

## Agradecimientos

Al personal del Laboratorio de Producción Primaria de Cinvestav-Unidad Mérida por su apoyo en el trabajo de campo y procesamiento de muestras. Al Programa Mexicano del Carbono y al H. Ayuntamiento de Cozumel por las facilidades otorgadas para la realización de este trabajo.

## Literatura citada

Adame, M. F., J. B. Kauffman, I. Medina, J. N. Gamboa, O. Torres O., J. Caamal, M. Reza and J. Silveira. 2013. Carbon Stocks of Tropical Coastal Wetlands within the Karstic Landscape of the Mexican Caribbean. PLoS ONE 8:1-13.

Alongi, D. 2008. Mangrove forest: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. Estuarine Coastal and Shelf Science 76:1-13.

Bouillon, S., A. V. Borges, E. Castañeda-Moya, K. Diele, T. Ditmar, N. C. Duke, E. Kristensen, S. Y. Lee, C. Marchand, J. J. Middelburg, V. H. Rivera-Monroy, T. J. Smith III and R. R. Twilley. 2008. Mangrove production and carbon sinks: A revision of global budget estimates. Global Biogeochemical Cycles 22:1-12.

Caamal, S. J. 2012. Almacenes de Carbono en Diferentes tipos ecológicos de Manglares en un escenario cárstico. Tesis de Maestría. Cinvestav-Unidad Mérida. Mérida, Yucatán, México.

Cinco-Castro, S., J. A. Herrera-Silveira y H. Hernández-Arana. 2018. Almacenes de carbono aéreo en manglares del caribe mexicano. pp. 200-206. En: Paz, F., A. Velázquez y M. Rojo (eds). 2018. Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2018. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Instituto Tecnológico de Sonora. Texcoco, Estado de México, México. 686 p.

Donato, D. C., J. B. Kauffman, D. Murdiyarso, S. Kurnianto, M. Stidham and M. Kanninen. 2011. Mangroves among the most carbon-rich forests in the tropics. Nature geoscience 4:293-297.

Gilman, E. L., J. Ellison, N. C. Duke and C. Field. 2008. Threats to mangroves from climate change and adaptation options: a review. Aquatic botany 89:237-250.

INECC (Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático)-SEMARNAT (Secretaria de Medio Ambiente y Recursos Naturales). 2013. Inventario Nacional de Emisiones de Gases de Efecto Invernadero 1990-2010. México.

Kauffman, J. B., Donato, D. C. 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 No. 117. CIFOR. Bogor, Indonesia. 37 p.

Lugo, A. E. and S. C. Snedaker. 1974. The ecology of mangroves. Annual Review of Ecology and Systematics 5:39-64.

Ross, M. S., P. I. Ruiz, G. J. Telesnicki and J. F. Meeder. 2001. Estimating above-ground biomass and production in mangrove communities of biscayne National Park, Florida (USA). Wetlands Ecology and Management 9:27-37.

Smith III, T. J. and K. R. Whelan. 2006. Development of allometric relations for three mangrove species in South Florida for use in the greater Everglades Ecosystem restoration. Wetlands Ecology and Management 14:409-419.

Valiela, I., J. L. Bowen and J. K. York. 2001. Mangrove forests: One of the World's threatened major tropical environments. BioScience 51:807-815

Vázquez-Lule, A. D.; J. R. Díaz-Gallegos y M. F. Adame. 2009. Caracterización del sitio de manglar Cozumel. En: CONABIO. Sitios de manglar con relevancia biológica y con necesidades de rehabilitación ecológica. CONABIO, México, D.F.

Yáñez-Arancibia, A., R. R. Twilley and A. L. Lara-Domínguez. 1998. Los ecosistemas de manglar frente al cambio climático global. Madera y Bosques 4:3-19.

# 2.21. Flujos de $CO_2$ océano-atmósfera frente a la desembocadura del río Balsas, México (Pacífico tropical nororiental)

**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 los resultados de flujos de carbono ($FCO_2$) en el sistema océano-atmósfera en una región del Pacífico nororiental, donde desemboca el río Balsas, calculados a partir de datos de carbono inorgánico disuelto (CID) y alcalinidad total (AT), variables que fueron cuantificadas de alícuotas obtenidas de cuatro estaciones a bordo en un crucero oceanográfico en abril de 2017. En esta área se encontró presencia, hasta los 100 m de profundidad, del Agua Tropical Superficial (ATS) y del Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs). Se encontró que esta zona del Pacífico se comportó como un emisor de $CO_2$ hacía la atmósfera en las estaciones más cercanas a la costa (2.71 y 5.31 mmol C $m^{-2}$ $d^{-1}$), mientras que en las estaciones más oceánicas los valores fueron ligeramente positivos (0.74 y 0.54 mmol C $m^{-2}$ $d^{-1}$), esto por la presencia de surgencias costeras en el área para esta época del año.

**Palabras clave:** *flujos de $CO_2$*; *surgencias costeras*; *Pacífico nororiental*; *Río Balsas.*

## Abstract

The results of carbon fluxes ($FCO_2$) are reported in the ocean-atmosphere system in a northeastern Pacific region, where the Balsas River lead, calculated from dissolved inorganic carbon (DIC) and total alkalinity (AT) data, which were quantified from aliquots obtained from four stations on board an oceanographic cruise in April 2017. In this area presence was found, up to 100 m deep, of the Surface Tropical Water (STW) and Subtropical Subsurface Water (StSsW). It was found that this Pacific area behaved as a $CO_2$ emitter to the atmosphere in the stations closest to the coast (2.71 and 5.31 mmol C $m^{-2}$ $d^{-1}$), while in the most oceanic stations the values were slightly positive (0.74 and 0.54 mmol C $m^{-2}$ $d^{-1}$), this by the presence of coastal upwelling in the area for this time of year.

**Key words:** *$CO_2$ fluxes*; *coastal upwellings*; *Northeast Pacific*; *Balsas river.*

## Introducción

La atmósfera está formada principalmente por los siguientes gases: nitrógeno (78%), oxigeno (21%) y argón (~1%). El dióxido de carbono ($CO_2$) constituye solamente ~0.041% del total, lo que equivale a 410 ppm o µatm (unidades de presión parcial). Sin embargo, en los últimos doscientos años la sociedad

humana ha introducido a la atmósfera ~400 petagramos (o giga toneladas) de carbono en forma de $CO_2$ a través de procesos como la deforestación, quema de combustibles fósiles, fabricación de cemento y cambios en el uso de suelo (Álvarez-Borrego, 2007; NOAA, 2018). Aproximadamente el 30% de este carbono ha sido absorbido por el mar (Sabine *et al*., 2004), pero el resto permanece en la atmósfera. Entre los gases de efecto invernadero (GEI) se encuentran compuestos orgánicos como el monóxido de carbono (CO), el dióxido de carbono ($CO_2$) y el metano ($CH_4$), siendo estos el principal aporte antropogénico hacía la atmósfera y, por lo mismo, objeto de estudio debido a su trascendencia para la vida vegetal y animal (Gaxiola-Castro y Hernández-de la Torre, 2007). De los GEI, el de mayor relevancia es el $CO_2$, debido al aumento sostenido de su contenido en la atmosfera, asociado con el uso de combustibles fósiles (Aguirre-Gómez y Salmerón-García, 2007).

La concentración de $CO_2$ en los ecosistemas marinos se debe a múltiples variables, cada una de las cuales interactúa de forma compleja con procesos físicos, químicos y biológicos. La necesidad de contar con un entendimiento adecuado del ciclo del carbono y de los flujos existentes entre el océano y la atmósfera, se acentúa en las regiones donde hay poco conocimiento sobre el tema, contando algunos ecosistemas marinos de México con información básica de los procesos que influyen en este ciclo biogeoquímico (Fernández-Bremauntz, 2007; Gaxiola-Castro y Hernández-de la Torre, 2007).

El Pacífico tropical nororiental ha sido caracterizado por la presencia de eventos de mesoescala tales como remolinos y surgencias costeras (Zamudio *et al*., 2007). Las condiciones de surgencia en este sitio pueden ser resultado de los vientos durante el invierno y la primavera, así también como de la interacción entre las corrientes costeras y la fisiografía (Roden, 1972). Las variaciones en las corrientes oceánicas en esta área afectan la posición de la termoclina y las características de las masas de agua presente, con una amplitud dependiente de las condiciones topográficas regionales y de la época del año de estudio (Trasviña *et al*., 1999).

Esta región del Océano Pacifico es considerado como una región de transición tropical-subtropical en donde confluyen dos grandes corrientes oceánicas: la extensión tropical de la rama de la Corriente de California, que transporta agua relativamente fría y densa de origen subártico, y el Agua Tropical Superficial, que transporta agua relativamente cálida y ligera (Godínez *et al*., 2010; Kurczyn *et al*., 2012). Esta zona también se ha caracterizado por contar con una de las más grandes regiones donde se presenta una zona mínima de oxígeno (ZMO) y donde los niveles de hipoxia alcanzan la zona eufótica, llegando a encontrar valores menores a 45 $\mu mol\ kg^{-1}$ de oxígeno en profundidades menores a 100 m (Cepeda-Morales *et al*., 2009) y concentraciones de carbono inorgánico disuelto de hasta 2200 $\mu mol\ kg^{-1}$ en los primero 50 m de profundidad (Maske *et al*., 2010).

A pesar de que en la región tropical del Pacifico mexicano se han realizado algunas investigaciones sobre el sistema de carbono, es necesario continuar con el conocimiento de la variabilidad espacio-temporal del flujo de $CO_2$, para determinar en qué condiciones actúa como una fuente o sumidero.

El objetivo de este trabajo fue conocer el intercambio y dirección de $CO_2$ en el sistema océano-atmósfera para abril de 2017, en la región que se encuentra frente a la comunidad de Lázaro Cárdenas, Michoacán.

## Materiales y Métodos

En abril de 2017 frente a la comunidad de Lázaro Cárdenas, Michoacán, en la desembocadura del río Balsas, a bordo del B/O El Puma de la UNAM, se tomaron alícuotas de agua superficial de 4 estaciones oceanográficas para la determinación de carbono inorgánico disuelto (CID) y alcalinidad total (AT), así como datos de temperatura y salinidad mediante un CTD modelo SeaBird (SBE 19 Plus (Figura 1).

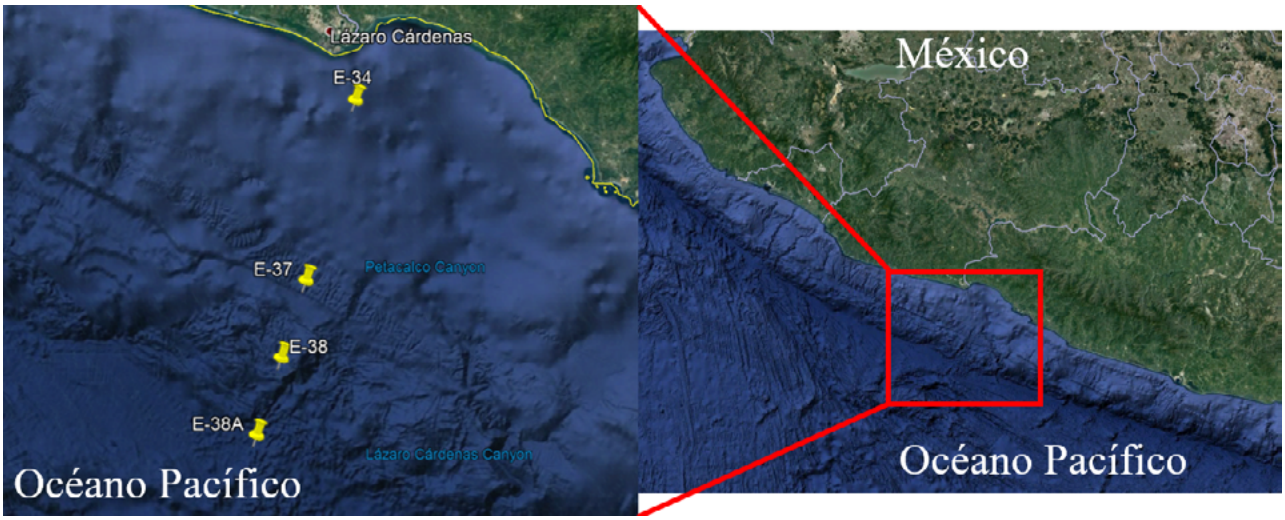



**Figura 1. Ubicación de las estaciones oceanográficas en el área de estudio.**

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.

El cálculo de la $pCO_2$ en la superficie del mar se realizó con el programa CO2SYS (Lewis y Wallaces, 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 flujos de $CO_2$ en la interfaz océano-atmósfera se utilizó la ecuación 1, donde los valores positivos de $FCO_2$ indican un flujo del océano hacia la atmósfera mientras que los valores negativos indican flujo en dirección al océano:

$$FCO_2 \text{ (mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}) = K_w \times K_0 \, (\Delta pCO_2) \qquad \text{(Ec. 1)}$$

donde, $K_w$ es el coeficiente de velocidad de transferencia del gas en función de la velocidad del viento (Wanninkhof, 2014), $K_0$ es el coeficiente de solubilidad del $CO_2$ en el agua de mar basados en la temperatura y la salinidad (Weiss, 1974) y $\Delta pCO_2$ describe la diferencia entre las presiones parciales del $CO_2$ en la superficie del mar y de la atmósfera (ecuación 2):

$$\Delta pCO_2 = pCO_{2(mar)} - pCO_{2(atm)} \qquad \text{(Ec. 2)}$$

*Imágenes de satélite*

Se utilizaron imágenes de temperatura superficial del mar (TSM) y clorofila (CLA) producidas con ayuda del software SeaDAS son el resultado de compuestos de 8 días para el año 2017 (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 4x4 km y se realizaron compuestos dos semanas antes del periodo de muestreo y dos después (4 de abril a 13 de mayo de 2017). Las imágenes fueron obtenidas del portal https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/l3/.

## Resultados y Discusión

El diagrama de temperatura-salinidad (Figura 2) y de acuerdo con la clasificación de Torres-Orozco (1993), mostró la presencia de ATS hasta los ~50 m de profundidad. Entre los ~50 m y ~100 m, se localizó la masa de AStSs. Se observa además la presencia de agua menos salina en la superficie de la estación 34 (color azul), la cual debe a la influencia del Río Balsas que desemboca cerca de esa área.

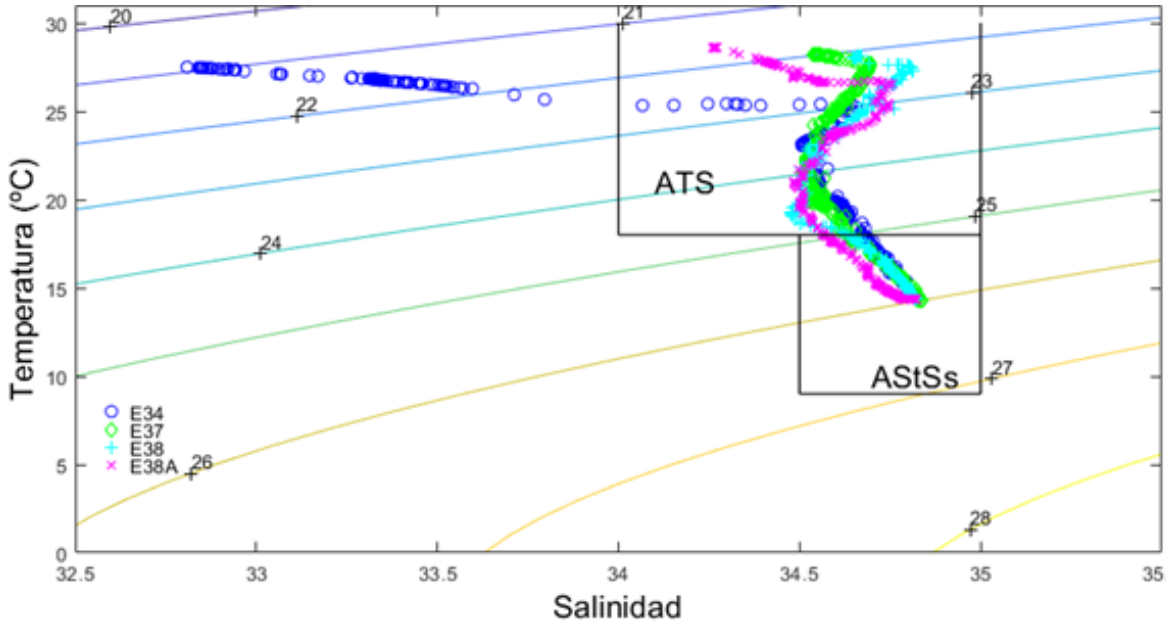



**Figura 2. Diagrama T-S de las estaciones en el área de estudio desde la superficie hasta los 100 m de profundidad.**

Se observa una franja de agua con menor temperatura a lo largo de la costa (~24 °C), la cual sugiere la presencia de surgencias. Lo anterior se ve reforzado por las imágenes de CLA, las cuales muestran una alta concentración de clorofila que coinciden con las zonas con menor temperatura, sugiriendo una mayor actividad de los productores primarios en la zona (Figura 3).

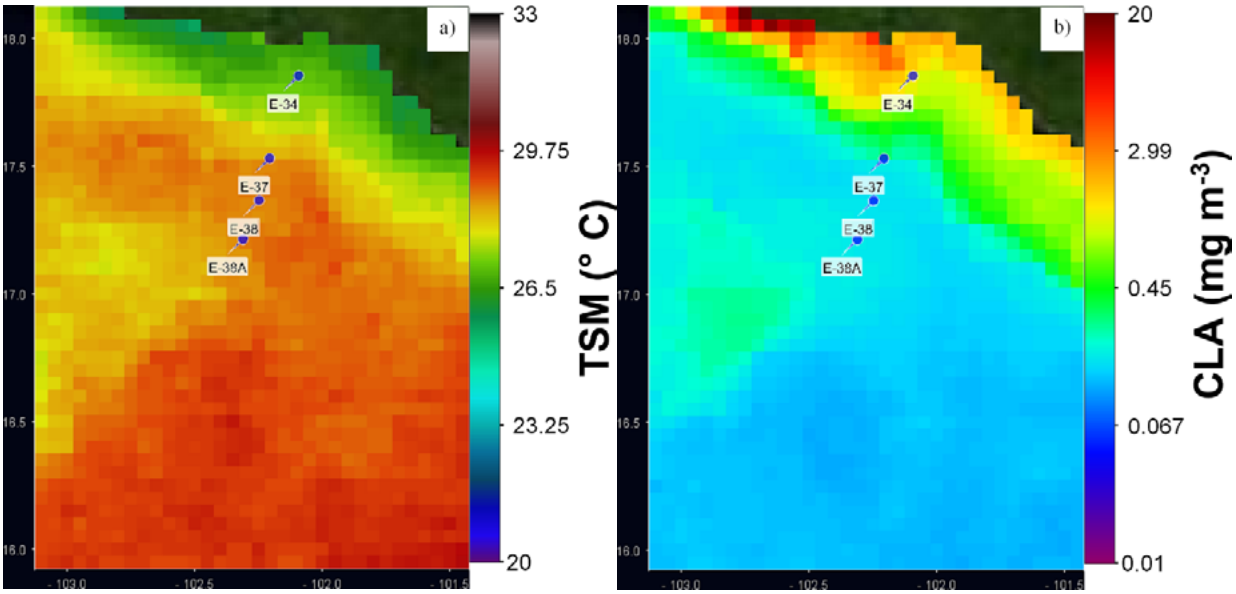



**Figura 3. Promedios de 8 días de TSM (a) y CLA (b) para los días 20 al 27 de abril de 2017.**

En la Figura 4 se aprecian los valores de $FCO_2$ registrados. Aquí se observa que para las estaciones 34 y 37 la región se comportó como emisor de $CO_2$ hacia la atmósfera. Para las estaciones 38 y 38A se registraron valores ligeramente positivos, lo que sugiere que la presión parcial de $CO_2$ en las estaciones más oceánicas se encontraban en equilibrio. Los valores de flujo de $CO_2$ de las estaciones E34 y E37, sugieren la presencia de una surgencia costera y presentan altas concentraciones de CID por lo que, una vez que el agua llega a la superficie, esta presenta una mayor $pCO_2$ que la atmósfera y por lo tanto el flujo del $CO_2$ es positivo. Sin embargo, se observó en la estación 34 que los valores de flujo fueron menores que en la estación 37, debido a la presencia superficial de agua con menor CID proveniente del río Balsas.

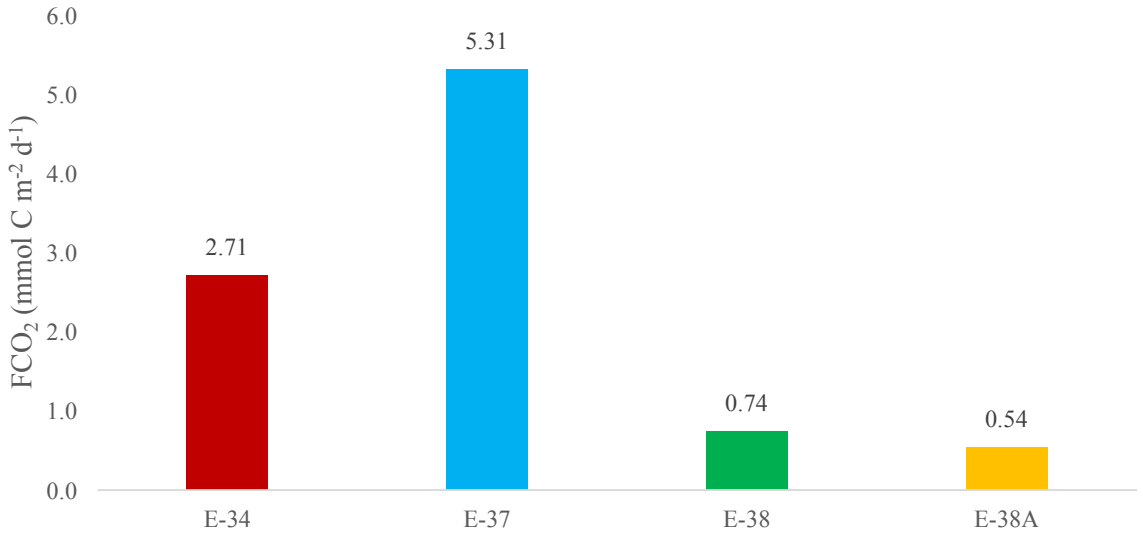



**Figura 4. Flujos de $CO_2$ océano-atmósfera para el área de estudio del 20 al 27 de abril de 2017.**

Franco *et al.* (2014) reportaron para agosto de 2010 que esta región del Pacífico nororiental se comportó como un sumidero débil de $CO_2$ debido al consumo biológico, con valores que varían entre 0.2 y -2 mmol C $m^{-2}$ $d^{-1}$.

Los valores de flujos aquí mostrados coinciden con los de Sosa-Avalos *et al.* (2017), en los que ellos reportan valores positivos de $FCO_2$ de 26.52 y 6.25 mmol C $m^{-2}$ $d^{-1}$ en el mes de abril, para los años 2011 y 2013 respectivamente, relacionado al efecto de surgencia costera de corto periodo durante esta época del año.

## Conclusiones

Es posible notar una variabilidad costa-océano en los flujos de $CO_2$ debido a la presencia de surgencias a lo largo de toda la costa en el área de estudio, lo que se refleja en flujos desde el océano hacía la atmósfera en las estaciones 34 y 37, pero cercanos al equilibrio en las estaciones 38 y 38A, en donde se destaca una interacción directa del agua del río Balsas que diluye el agua de surgencia en la superficie de la estación 34.

## Agradecimientos

Se agradece a la Coordinación de la Investigación Científica de la UNAM por las facilidades otorgadas para el desarrollo del crucero MareaR-IX ("*Estructura vertical del fitoplancton marino en el Pacífico central mexicano y la importancia de la fracción del picofitoplancton*", del 18 al 29 de abril 2017). A los

proyectos SIP20180274, SIP20195181 por el financiamiento otorgado. ECL tiene beca EDI y COFAA. CRAI tiene beca CONACYT e IPN-BEIFI.

## Literatura citada

Aguirre-Gómez, R. y Salmerón-García O. 2007. Análisis estacional de la variación en la clorofila en el Pacífico Sur Mexicano mediante imágenes SeaWIFS de 1998 a 2004. pp. 267-278. En: Hernández-de la Torre, B. y G. Gaxiola-Castro (eds). Carbono en ecosistemas acuáticos de México. Ensenada, México: INE-SEMARNAT-CICESE.

Álvarez-Borrego, S. 2007. Principios generales del ciclo del carbono en el océano. pp. 11-29. En: Hernández-de la Torre, B. y G. Gaxiola-Castro (eds). Carbono en ecosistemas acuáticos de México. Ensenada, México: INE-SEMARNAT-CICESE.

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.

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.

Franco, A. C., J. M. Hernández-Ayón, E. Beier, V. Garcón, H. Maske, A. Paulmier, J. Färber-Lorda, R. Castro and R. Sosa- Avalos. 2014. Air-sea $CO_2$ fluxes above the stratified oxygen minimum zone in the coastal región off Mexico, J. Geophys. Res. Oceans, 119: 2923-2937.

Gaxiola-Castro, G. y Hernández-de la Torre, B. 2007. Introducción. pp. 1-5. En: Hernández-de la Torre, B. y G. Gaxiola-Castro (eds). Carbono en ecosistemas acuáticos de México. INE-SEMARNAT-CICESE. Ensenada, México.

Godínez, V. M., E. Beier, M. F. Lavín and J. A. Kurczyn. 2010. Circulation at the entrance of the Gulf of California from satellite altimeter and hydrographic observations. Journal of Geophysical Research 115:1-15.

Kurczyn J. A., E. Beier, M.F. Lavín and A. Chaigneau. 2012. Mesoscale eddies in the northeastern Pacific tropical subtropical transition zone: statistical characterization from satellite altimetry. Journal of Geophysical Research 117:1-17.

Lewis E. and D. Wallace. 1998. CO2SYS-Program developed for the $CO_2$ systems calculations. Carbon Dioxide Inf. Anal. Center; Report ORNL/CDIAC-105.

Lueker, T. J., A. G. Dickson and C. D. Keeling. 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 70:105-119.

Maske, H., R. Cajal-Medrano, A. Trasviña-Castro, A. Jimenez-Mercado, C. O. Almeda-Jauregui, G. Gaxiola-Castro and J. Ochoa. 2010. Inorganic carbon and biological oceanography above a hallow oxygen minimum in the entrance to the Gulf of California in the Mexican Pacific, Limnol. Oceanogr. Methods 55:481-491.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). 2018. Trends in Atmospheric Carbon Dioxide. 2018, de Earth System Research Laboratory. https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/graph.html

Roden, G. 1972. Termohaline structure and baroclinic flow across the Gulf of California entrance and in the Revillagigedo Islands region. Journal of Physical Oceanography 2:177-183.

Sabine, C. L., M. Heimann, P. Artaxo, D. C. Bakker, C. T. A. Chen, C. B. Field and P. Romero Lankao. 2004. Current Status and Past Trends of the Global Carbon cyle. pp.17-44. *In*: Field, C. B. and M. R. Raupauch (eds.). The Global Carbon Cycle. Integrating Humans, Climate and the Natural World. SCOPE 62. Island Press. Washington, D.C.

Sosa-Avalos, R., C. Sámano-Rodríguez, R. Sánchez-Nava, L. Silva-Iñiguez y F. Chávez. 2017. Flujos de $CO_2$ aire-mar estimados en el Pacífico oriental tropical mexicano. pp. 318-323. En: Paz, F. y R. Torres (eds). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2017.

Trasviña, A., D. Lluch-Cota, A. E. Filonov y A. Gallegos. 1999. Oceanografía y el Niño. pp. 69-101. En: Magaña, R. V. (ed.). Los Impactos de El Niño en México. UNAM. México.

Zamudio, L., H. E. Hurlburt, J. E. Metzger and C. E. Tilburg. 2007. Tropical wave-induced oceanic eddies at Cabo Corrientes and the María Islands, México. Journal of Geophysical Research 112:1-17.

# 2.22. Carbono orgánico particulado fitoplanctónico de tres lagos urbanos hipereutróficos: Bosque de Chapultepec, Ciudad de México

**Fernández Rocío**[1]; Oseguera Luis A.[1] y Alcocer Javier[1]

[1]Grupo de Investigación en Limnología Tropical. Facultad de Estudios Superiores Iztacala. Universidad Nacional Autónoma de México. Av. de los Barrios 1. Los Reyes Iztacala 54090, Tlalnepantla. Estado de México.
Autor para correspondencia: jalcocer@unam.mx

## Resumen

Los tres lagos de Chapultepec son cuerpos acuáticos urbanos que han permanecido hipereutróficos desde hace décadas. A pesar de ello, se desconoce la magnitud y dinámica temporal del carbono orgánico particulado (biomasa) fitoplanctónico de sus aguas. Para lo anterior, en el presente trabajo se estimó el COP a través del cálculo del biovolumen fitoplanctónico y su transformación a carbono. El fitoplancton dominante del Lago Viejo estaba constituido por cianobacterias (*Microcystis* spp.) y clorofitas (*Scenedesmus* spp.) con valores de COP estimados entre 4500 y 9000 µg C $L^{-1}$. Sin embargo, las autoridades del Bosque de Chapultepec aplicaron un tratamiento con alguicidas y las cianobacterias prácticamente desaparecieron dominando las clorofitas. El fitoplancton del Lago Mayor estaba dominado por cianobacterias hasta que se aplicó también un tratamiento con alguicidas que las eliminó y fueron sustituidas por clorofitas. Los valores de COP en este lago fluctuaron de 3000 a 7000 µg C $L^{-1}$. De la misma manera, en el Lago Menor dominaron las cianobacterias hasta que se llevó a cabo un programa de limpieza que consistió en desecarlo. Los valores de COP en el Lago Menor eran ~5000 µg C $L^{-1}$. Los valores elevados de COP fitoplanctónico en los lagos de Chapultepec confirman su estado hipertrófico. La aplicación del alguicida como medida de control no modificó la magnitud del COP fitoplanctónico, solo promovió la sucesión de cianobacterias a clorofitas.

**Palabras clave**: *COP*; *biovolumen*; *lagos urbanos*; *Ciudad de México*; *Microcystis*; *Scenedesmus.*

## Abstract

The three lakes of Chapultepec are urban aquatic bodies that have remained hypereutrophic for decades. In spite of this, the magnitude and temporal dynamics of the phytoplankton particulate organic carbon (biomass) were unknown. The present study estimated COP through the phytoplankton biovolume calculation and its further transformation to carbon. The dominant phytoplankton of Lake Viejo consisted of cyanobacteria (*Microcystis* spp.) and chlorophytes (*Scenedesmus* spp.) with estimated COP values between 4500 and 9000 µg C/L. However, the Bosque de Chapultepec authorities applied a treatment with algaecides and the cyanobacteria practically disappeared dominating the chlorophytes. Cyanobacteria dominated the phytoplankton of Lake Mayor until a similar algaecide treatment was applied that eliminated cyanobactyeria being replaced by chlorophytes. The COP values in this lake fluctuated from 3000 to 7000 µg C/L. The values of COP in Lago Menor were ~ 5000 µg C/L. The high values of phytoplanktonic COP in Chapultepec lakes confirmed their hypertrophic status. Applying alguicedes to control phytoplankton biomass was not successful since the concentration remained the same, it only changed the dominance from cyanobacteria to chlorophytes.

**Key words**: *POC*; *biovolumen*; *urban lakes*; *Mexico City*; *Microcystis*; *Scendesmus.*

## Introducción

Los lagos y parques en zonas urbanas tienen un alto valor para la sociedad ya que aumentan significativamente la calidad de vida de las personas, ofreciendo oportunidades de recreación o relajación y otorgan beneficios estéticos a las ciudades, además de modular el clima local (Martínez-Arroyo y Jáuregui, 2000). Sin embargo, la urbanización creciente introduce cambios en la integridad de los ecosistemas naturales lo que impone retos para la gestión de la calidad del agua de estos lagos (Huser *et al*., 2016).

Los tres lagos de Chapultepec, Ciudad de México, son cuerpos de agua urbanos que presentan problemas de eutrofización desde hace décadas como consecuencia de estar alimentados por aguas residuales tratadas secundariamente, así como por recibir descargas de aguas residuales irregulares de los negocios que se asientan en la periferia (Alcocer *et al*., 1988; Alcocer, 2015). A pesar de la problemática evidente que presentan estos lagos y las constantes quejas de los usuarios, no se ha llevado a cabo un estudio que permita analizar y sobretodo cuantificar su situación real.

El signo más evidente de los sistemas hipertróficos -e incómodo para los usuarios- es la elevada cantidad de biomasa fitoplanctónica presente en sus aguas que se refleja como altas cargas de carbono orgánico particulado (COP). Sin embargo, en pocas ocasiones se determina la magnitud de esta importante variable limnológica. Uno de los indicadores indirectos más utilizados para estimar el COP fitoplanctónico es a través del cálculo del biovolumen (BV) de los organismos fitoplanctónicos, ya sea a nivel específico o por grupos algales. Posteriormente, la información morfométrica de las células se puede convertir a unidades de volumen geométrico y posteriormente a unidades de carbono (Menden Deuer y Lessard, 2000) con lo que se conoce la COP fitoplanctónico presente.

El objetivo del presente trabajo fue evaluar y comparar la composición del fitoplancton y la magnitud de la concentración del COP fitoplanctónico presente en los tres lagos hipertróficos urbanos del Bosque de Chapultepec, Ciudad de México.

## Materiales y Métodos

### *Sitio de estudio*

Los lagos de Chapultepec se encuentran en el Bosque de Chapultepec, un parque urbano situado al NW de la Ciudad de México, en la Delegación Miguel Hidalgo (Figura 1). El Bosque se divide en tres secciones de las cuales existen lagos en la 1ª y la 2ª. El Lago Viejo (LV) está en la 1ª Sección y los lagos Mayor (LMA) y Menor (LME) en la 2a. En la Figura 2 se muestras las estaciones de muestreo realizadas: dos en el LV, tres en el LMA y una en el LME.

El LV cuenta con un área de 60 240 $m^2$, un volumen de 49 525 $m^3$ y una profundidad de ~ 1m. El LMA tiene una superficie de 58 200 $m^2$, un volumen de 59 709 $m^3$ y una profundidad de 1 m. Finalmente, el LME tiene un área de 27 600 $m^2$, un volumen de 26 573 $m^3$ y una profundidad de 0.4 m (Alcocer *et al*., 1988; 2007).

Los lagos de Chapultepec son someros y de aguas cálidas (17-24 °C). Es agua es de tipo NaCl, con baja conductividad (480 ± 67 $\mu S\ cm^{-1}$) y alcalinidad total (92 ± 20 mg $L^{-1}$ $CaCO_3$). Son lagos con concentración elevadas de fósforo total (0.18 a 1.47 mg $L^{-1}$), nitrógeno total (4.8 a 24.8 mg $L^{-1}$) y clorofila-a (LV = 389 ± 107 µg $L^{-1}$; LMA = 311 ± 132 µg $L^{-1}$; LME 468 ± 195 µg $L^{-1}$) que los caracteriza como hipertróficos (Alcocer *et al*., 2017).

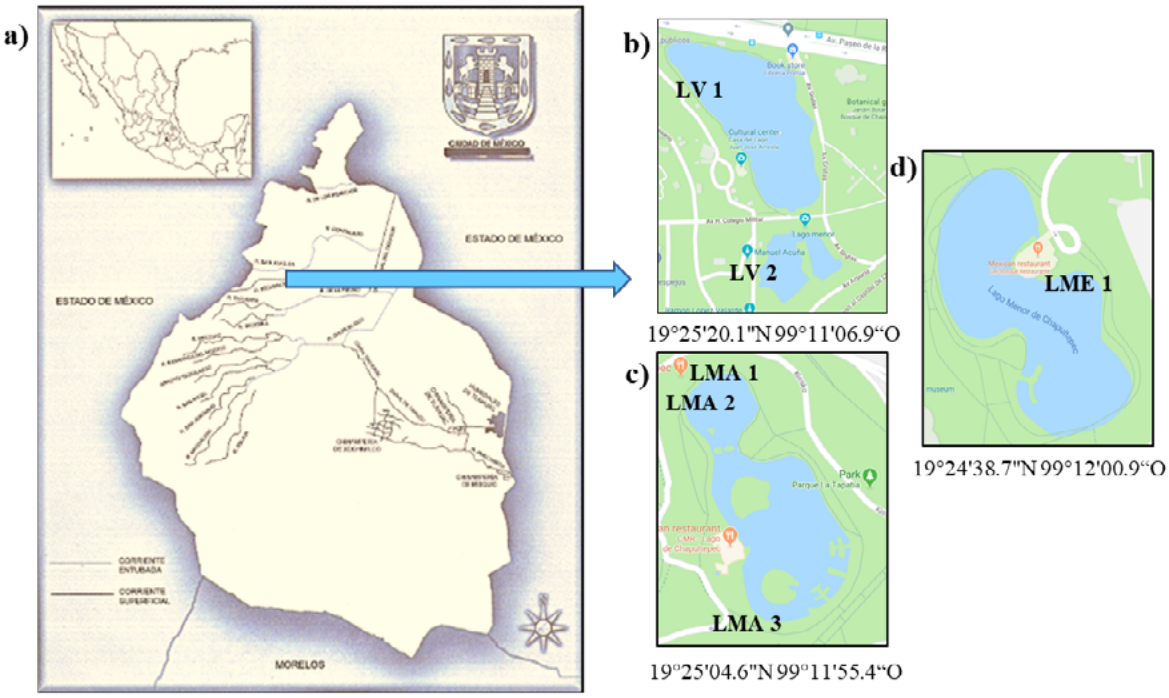



**Figura 1. Ubicación geográfica de la Ciudad de México dentro de México (a) y la localización de los lagos de Chapultepec dentro de la Ciudad de México: b) Lago Viejo, c) Lago Mayor y d) Lago Menor.**
Obtenidos de Google Maps.

Las muestras fueron tomadas en la capa superficial y procesadas el mismo día. Las fechas de colecta fueron: abril 15, mayo 30, junio 07, junio 27, julio 12, julio 28, agosto 9, octubre 15, noviembre 07 y diciembre 10 del 2017. El fitoplancton dominante de los tres lagos se identificó por medio de claves especializadas (p.ej. Komárek y Anagnostidis, 1999). La densidad celular se contabilizó en una cámara de Sedwick-Rafter. Para los cálculos de biovolumen (BV) se usaron las fórmulas sugeridas por Hillebrand *et al*. (1999), Sun y Liu (2003) y Fonseca *et al*. (2014). La transformación de los valores de BV a COP por L (µgC $L^{-1}$) se realizó con la fórmula: µg C $L^{-1}$ = 0.216 [BV (µ$m^3$)] $^{0.939}$ propuesta por Menden-Deuer y Lessard (2000) para fitoplancton de agua epicontinentales que no sean diatomeas.

## Resultados y Discusión

### *Diversidad de fitoplancton*

El fitoplancton de los lagos de Chapultepec estuvo constituido por 7 especies: 5 clorofitas y 2 cianobacterias (Cuadro 1).

**Cuadro 1. Fitoplancton de los lagos de Chapultepec.**

| Clorophyta | LV | LMA | LME |
|---|---|---|---|
| *Scenedesmus communis* | X | X | - |
| *Scenedesmus opoliensis* | X | - | - |
| *Scenedesmus protuberans* | X | - | - |
| *Scenedesmus quadricauda* | X | - | - |
| *Chlamydomona* sp. | - | X | - |
| **Cyanobacteria** | **LV** | **LMA** | **LME** |
| *Microcystis aeuruginosa* | X | X | X |
| *Microcystis* cf *panniformis* | X | X | X |
| Total: | 6 | 4 | 2 |

Las especies que dominaron la biomasa del fitoplancton (~90%) durante el periodo de estudio fueron las clorofitas *Scenedesmus communis*, *S. opoliensis*, *S. protuberans* y *S. quadricauda*, *Chlamydomona* sp. así como las cianobacterias *Microcystis aeuruginosa* y *M.* cf *panniformis*.

En el LV dominaron las clorofitas (*Scenedesmus* spp.) en abril (Figura 2). A partir de mayo aparecieron las cianobacterias *Microcystis* spp. y fueron reemplazando a las clorofitas *Scenedesmus* spp. En junio y julio solo habían *Microcystis* spp. En agosto las autoridades del Bosque de Chapultepec llevaron a cabo un tratamiento con la adición de alguicidas y las cianobacterias fueron totalmente reemplazadas por clorofitas. En el LMA dominaron las cianobacterias hasta que se añadió el alguicida y también cambió la dominancia a clorofitas (*Clamydomonas* spp. y *Scenedesmus* spp.). Con respecto al LME, al igual que el LMA, estaba dominado por las cianobacterias *Microcystis* spp. hasta que fue totalmente desecado por las autoridades en el mes de junio como tratamiento de limpieza.

La dinámica temporal del COP fitoplanctónico de los tres lagos se presenta en la Figura 2. El LV mostró fluctuaciones amplias en un rango de 4500 a 9000 µg C $L^{-1}$; el LMA presentó valores de carbono fitoplanctónico de 3000 a 7000 µg C $L^{-1}$; finalmente en el LME el carbono fitoplanctónico fue de ~5000 µg C $L^{-1}$.

Las fluctuaciones amplias observadas en el COP fitoplanctónico de los LV y LMA están relacionadas con los disturbios continuos que se presentan en dichos cuerpos de agua tales como la presencia de lluvia ácida, la adición de alguicidas, la alimentación con aguas tratadas con alto contenido en nutrientes sin patrón temporal alguno ni control de volumen, etc. El resultado es que los lagos muestran una riqueza específica de fitoplancton que cambia constantemente con volúmenes celulares muy diferentes. Esto no se alcanzó a observar en el LME ya que fue desecado (Figura 2).

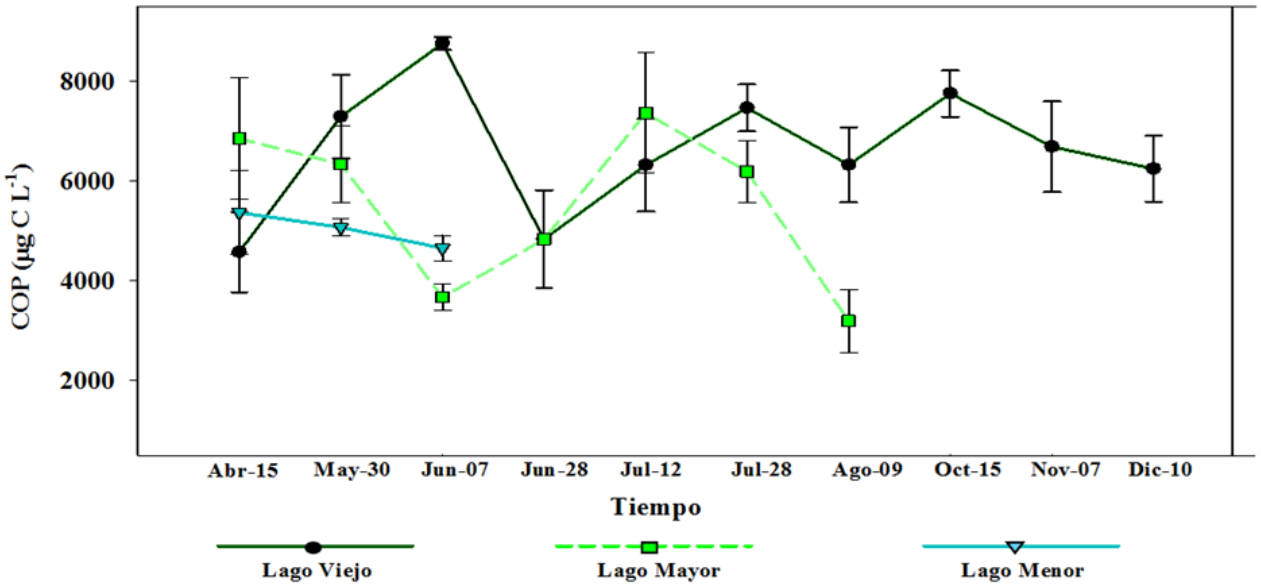



**Figura 2. Dinámica de la concentración de carbono orgánico particulado (COP) fitoplanctónico (media ± d.e.) de los tres lagos del Bosque de Chapultepec, CDMX.**

El COP fitoplanctónico de los lagos urbanos del Bosque de Chapultepec está dentro de la fracción elevada del rango observado para otros cuerpos acuáticos eutróficos de México, por ejemplo, el lago de Chapala, Jalisco, y algunos lagos de Montebello, Chiapas, que se encuentran en un intervalo de 724 a 8,719 µg C/L (Oseguera y Alcocer 2015; Oseguera *et al*. 2016).

Los cuerpos de agua urbanos por sus características eutróficas a hipereutróficas deben ser monitoreados constantemente; estos sistemas en pequeñas áreas pueden albergar importantes biomasas de productores primarios, algunos de los cuales pueden producir toxinas (p.ej., cianotoxinas como la

nodularina) que resultan peligrosas para los usuarios y sus mascotas. Además, son sistemas que están siendo constantemente perturbados y como resultado la comunidad fitoplanctónica está en constante cambio y muchas especies que pudieran estar presentes durante todo el año cambian drásticamente sus biomasas.

## Conclusiones

Durante el periodo de estudio, el 90% de la comunidad fitoplanctónica estuvo dominada por tan solo cinco especies de clorofitas y dos cianobacterias Los valores de COP fluctuaron de 3000 a 9000 µg C $L^{-1}$ Los niveles de enriquecimiento en nutrientes favorecen la dominancia de las cianobacterias. Sin embargo, el empleo de alguicidas enfocado a la remoción del fitoplancton no disminuyó el COP fitoplanctónico, sino solo condujo a una sucesión en dominancia de cianobacterias a clorofitas.

## Agradecimientos

La investigación fue financiada por "Fondo Mixto de Fomento a la Investigación Científica y Tecnológica CONACYT-Gobierno del Distrito Federal" a través del proyecto 189194 Estudio de la productividad primaria de los Lagos Menor y Mayor de la 1ª Sección del Bosque de Chapultepec a través de imágenes satelitales en tiempo real y sobre el impacto de los tóxicos y contaminantes en especies nativas.

## Literatura citada

Alcocer, D. J. 2015. Estudio de la productividad primaria de los Lagos Mayor y Menor de la 1° Sección del Bosque de Chapultepec a través de imágenes satelitales en tiempo real y sobre el impacto de los tóxicos y contaminantes en especies nativas. Fondo Mixto de Fomento a la Investigación Científica y Tecnológica. México. 10p.

Alcocer, J., E. Kato, E. Robles y G. Vilaclara. 1988. Estudio preliminar del efecto del dragado sobre el estado trófico del Lago Viejo de Chapultepec. Revista Internacional de Contaminación Ambiental 4:43-56.

Alcocer, J., López Anaya, D. P., y Oseguera, L. A. 2007. Dinámica del carbono orgánico partículado en un lago tropical profundo. pp. 239-247. En: Hernández-de la Torre, B. y G. Gaxiola-Castro (eds). Carbono en ecosistemas acuáticos de México. INE-SEMARNAT-CICESE. Ensenada, México.

Fonseca, B. M., Ferragut, C., Tucci, A., Crossetti, L. O., Ferrari, F., Bicudo, D. D. C. and C. E. D. M. Bicudo. 2014. Biovolume de cianobactérias e algas de reservatórios tropicais do Brasil com diferentes estados tróficos. Hoehnea 41:9-30.

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.

Huser, B. J., M. Futter, J. T. Lee and M. Perniel. 2016. In-lake measures for phosphorus control: The most feasible and cost-effective solution for long-term management of water quality in urban lakes. Water Research 15:142-52.

Komárek, J. and K. Anagnostidis. 1999. Cyanoprokaryota. I. Chroococcales. pp. *In*: Ettl, H., G. Gärtner, H. Heynig and D. Mollenhauer (eds.). Süsswasserflora von Mitteleuropa 19/1, Gustav Fischer, Jena-Stuttgart-Lübeck-Ulm. 548 p.

Martínez-Arroyo, A. y E. Jáuregui E. 2000. On the environmental role of urban lakes in Mexico City. Urban Ecosystems 4:145-166.

Menden-Deuer, S. and E. J. Lessard. 2000. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton. Limnology and oceanography 45:569-579.

Oseguera, L. A. y J. Alcocer. 2015. Concentración y distribución vertical del carbono particulado (total y orgánico) en los lagos de Montebello, Chiapas. pp. 457-463. 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 2015. Serie: Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Centro del Cambio 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.

Oseguera, L. A., J. Alcocer, R. M. Prol-Ledesma y A. S. Membrillo-Abad. 2016. Distribución del carbono orgánico particulado y la biomasa fitoplanctónica en un lago tropical somero. pp. 385-391. 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. 732 p.

Sun, J. and D. Liu. 2003. Geometric models for calculating cell biovolume and surface area for phytoplankton. Journal of plankton research 25:1331-1346.

# 2.23. Estado trófico del estero El Soldado, Sonora, México

**Mata-Ángeles Jesús A.**[1]; Casillas-Hernández Ramón; Ruiz-Ruiz Thelma M.[2] y Arreola-Lizárraga José A.[2]

[1]Instituto Tecnológico de Sonora, Boulevard 5 de febrero 818 Sur,
Cd. Obregón, Sonora, México, CP 85000
[2]Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, S. C. Unidad Sonora, km 2.3 carr. a Las Tinajas, Predio El Tular s/n, Guaymas, Sonora, México, CP 85454
Autor para correspondencia: aarreola04@cibnor.mx

## Resumen

El estado trófico se define como el suministro de materia orgánica de un ecosistema. Este estudio presenta el estado trófico del estero El Soldado (Sonora, México), durante el periodo junio 2016 - agosto 2017. En los muestreos se registraron temperatura, salinidad, oxígeno disuelto del agua y pH, y se tomaron muestras de agua para determinar las concentraciones de nitritos, nitratos, amonio y ortofosfato y clorofila "a". El estado trófico se estimó mediante el índice TRIX. Se aplicó un análisis de varianza no paramétrico (ANOVA) con una significancia de $p<0.05$ para comparar los valores del estado trófico entre los meses del año. El índice TRIX mostró que el estero El Soldado tiene un estado oligotrófico la mayor parte del año y un estado mesotrófico ocurre principalmente en meses de invierno.

**Palabras clave:** *laguna costera*; *estado trófico*; *calidad del agua.*

## Abstract

Trophic status is defined as the supply of organic matter from an ecosystem. This study presents the trophic state of the El Soldado estuary (Sonora, Mexico), during the period June 2016 - August 2017. Temperature, salinity, dissolved oxygen and pH of water were recorded, and water samples were taken to determine the concentrations of nitrites, nitrates, ammonium and orthophosphate and chlorophyll "a". The trophic status was estimated by TRIX index. A nonparametric variance analysis (ANOVA) with a significance of $p <0.05$ was applied to compare the values of the trophic state among months of the year. The TRIX index showed that the El Soldado estuary has an oligotrophic state almost all year and a mesotrophic state occurs mainly in winter months.

**Key words:** *coastal lagoon*; *trophic state*; *water quality.*

## Introducción

Las lagunas costeras representan un capital natural valioso por los servicios ecosistémicos que brindan a la sociedad: reciclaje de nutrientes, suministro de materias primas, protección costera, pesca sostenible, turismo, recreación y promoción de la educación y la investigación científica (Barbier *et al*. 2011). Sin embargo, son ecosistemas muy sensibles a las modificaciones de su entorno debido a su relativo aislamiento con el mar adyacente que limita la circulación y la renovación del agua (Brito *et al*., 2012).

Las actividades humanas, en especial aquellas que ocurren en las cuencas costeras, son fuente de nutrientes hacia estos cuerpos de agua y su enriquecimiento por nutrientes puede propiciar efectos ambientales adversos. Los conceptos de estado trófico y eutrofización son claves para orientar investigaciones hacia estrategias de manejo ambiental. El estado trófico es la tasa de suministro de materia orgánica de un ecosistema y la eutrofización es un proceso definido como el incremento en la

tasa de suministro de materia orgánica al ecosistema (Nixon, 1995). El proceso de eutrofización constituye un campo de estudio importante para el manejo y conservación de las aguas costeras y marinas del mundo (Devlin *et al*., 2011). En México 60 lagunas costeras han sido estudiados para evaluar procesos de eutrofización, pero en la actualidad el esfuerzo de investigación y gestión ambiental requiere incrementarse (Arreola-Lizárraga *et al*., 2018). En particular, en la costa este del Golfo de California, estudios en lagunas costeras han aportado evidencia de que mantienen estados oligotróficos, pero estacionalmente ocurren cambios a estados mesotróficos (Arreola-Lizárraga *et al*., 2016; Ruiz-Ruiz *et al*., 2017).

En lagunas costeras que han sido establecidas como Áreas Naturales Protegidas el conocimiento de su estado trófico es esencial para determinar su condición y tendencia ambiental. Este estudio se realizó en el estero El Soldado, Sonora, un Área Natural Protegida estatal en la categoría de zona sujeta a conservación ecológica.

El objetivo de este estudio es conocer el estado trófico del estero El Soldado a través de un ciclo anual.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El estero El Soldado es una laguna costera que se ubica en la costa este del Golfo de California (Figura 1). Se caracteriza por ser una depresión de la plataforma continental que ha sido rodeada por cordones de arena acumulados por las corrientes litorales y el oleaje (Lankford, 1977). Esta laguna tiene un área de espejo de agua de 1.6 $km^2$ y una profundidad promedio de 0.60 m (Russell, 1979). El estero presenta mareas mixtas con predominancia de semidiurnas y la amplitud de marea es de 1 m (Filloux, 1973) y clasifica como laguna micromareal.

El tipo de clima es muy árido y seco, con lluvias verano e invierno con precipitación anual < 300 mm y con temperatura del aire promedio anual de 25 °C (García, 2004), los aportes de agua dulce a la laguna provienen exclusivamente de las escorrentías de lluvias.

Los promedios anuales de variables físico-químicas del agua corresponden a temperatura 26 °C, salinidad 37.4 ups y oxígeno disuelto 6.5 mg $L^{-1}$ (Güereca-Hernández, 1994).

Durante junio 2016 hasta agosto 2017, en un sitio de la laguna se registraron la temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y pH del agua con una sonda multisensor marca Hydrolab, modelo DataSonde y se tomaron dos muestras de agua cada semana. Se recolectó 1 L de agua subsuperficial en botes de plástico para determinar nitrito, nitrato, amonio, ortofosfato y clorofila "a". Las muestras de agua fueron transportadas en hieleras (4 °C) para su análisis en el laboratorio.

La concentración de nutrientes inorgánicos disueltos se determinó por métodos químicos (Parson *et al*., 1984). La clorofila "a" se estimó espectrofotométricamente empleando el método de extracción con acetona (Parson *et al*., 1984), mediante filtración en filtro marca Gelman, tipo A/E con capacidad de retención de 1 µm.

El estado trófico se estimó mediante el índice TRIX propuesto por Vollenweider *et al*. (1998), de acuerdo con la ecuación 1:

$$TRIX = \frac{\log(Chla \times O.D. \times NT \times PT) + 1.5}{1.2} \qquad \text{(Ec. 1)}$$

donde, TRIX es el índice del estado trófico, Chla es la concentración en mg $m^{-3}$ de Clorofila a, O.D. es el valor absoluto de la desviación del porcentaje de saturación de oxígeno disuelto, es decir: |100 -%

OD|, NT es la concentración en µM del Nitrógeno Total (en este caso Nitrógeno Inorgánico Disuelto), y PT es la concentración en µM del Fósforo Total (en este caso Fósforo Inorgánico Disuelto).

Las constantes 1.5 y 1.2 se refieren a los coeficientes de escala de las variables que componen el índice. El TRIX, tiene valores entre 1 y 10 donde se establece el nivel de estado trófico: 0–2.5 oligotrófico, 2.6–5 mesotrófico, 5.1–7.5 eutrófico, 6–10 hipertrófico.

Los valores del índice TRIX se compararon entre los meses del año, mediante un análisis de varianza no paramétrico (ANOVA) con una significancia de $p<0.05$ y los resultados se presentaron mediante gráficos de cajas y bigotes. El paquete estadístico utilizado fue STATGRAPHICS Plus 4.1

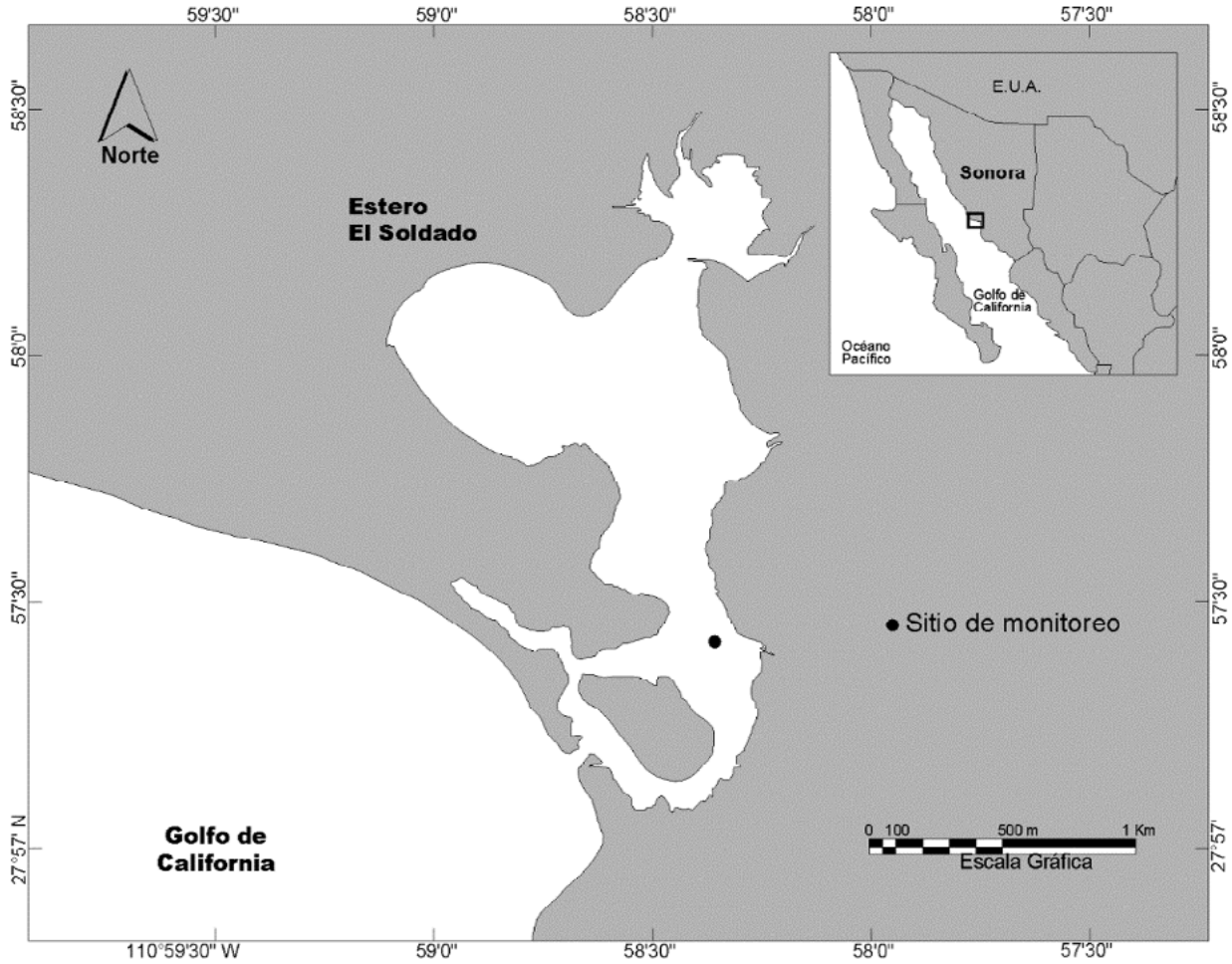



**Figura 1. Localización del estero El Soldado, indicando el sitio de muestreo.**

## Resultados y Discusión

### *Variables del agua*

Los resultados del comportamiento de las variables del agua se muestran en el Cuadro 1. La temperatura del agua exhibió una diferencia de 20 °C entre el valor mínimo (14.4 °C) y máximo (34.4 °C) que refleja la influencia de un clima extremoso donde las oscilaciones anuales de la temperatura del aire son >14 °C (García, 2004), y las masas de agua del mar adyacente presentan temperatura superficial de 26 °C en verano y de 17 °C en invierno (Roden y Emilsson, 1980).

La salinidad tuvo un valor promedio de 36.2 ups con escasa variación, debido a que el aporte de agua dulce proviene únicamente de las escorrentías de lluvias que en esta región árida son < 300 mm anuales,

estos valores de salinidad de acuerdo con Contreras-Espinoza y Warner (2004) clasifican a la laguna como eurihalina (30 – 40 ups).

El oxígeno disuelto tuvo valores mínimos > 4 y esto indica condiciones saludables para la vida acuática.

El pH tuvo valores de 8.3 ± 0.4 que exhiben escasa variación y ligeramente alcalino a través del año.

Los nutrientes inorgánicos disueltos se caracterizaron por valores promedio de nitrógeno de 1.8 µM y fósforo de 0.9 µM que reflejan variaciones a través del año explicadas por las fuentes de nutrientes que en este cuerpo de agua corresponden al mar adyacente, a las lluvias y al reciclaje interno, considerando que la laguna no recibe aportes de aguas residuales. Estas concentraciones son menores a las observadas en otras lagunas de la región que son receptoras de aguas residuales como la laguna Guaymas (Ruiz-Ruiz *et al*., 2016) y el sistema lagunar El Rancho-Empalme (Arreola-Lizárraga *et al*., 2016).

La clorofila "a" tuvo un valor promedio de 1.2 mg $m^{-3}$ y el valor máximo observado fue < 8 mg $m^{-3}$. Estos valores indican poca biomasa de fitoplancton lo que se atribuye a las tasas de renovación del agua < 5 días que presenta este cuerpo de agua (Ruiz-Ruiz, 2017) y que limitan el incremento de biomasa (Monbet, 1992).

**Cuadro 1. Comportamiento anual de variables del agua en el estero El Soldado, Sonora.**

| Variables | Mediana | Promedio | Desv. estándar | Mínimo | Máximo |
|---|---|---|---|---|---|
| Temperatura (ºC) | 28.4 | 26.8 | 5.7 | 14.4 | 34.4 |
| Oxígeno disuelto ($mgL^{-1}$) | 6.7 | 6.7 | 1.2 | 4.2 | 9.2 |
| Salinidad (ups) | 36.2 | 36.2 | 0.8 | 33.5 | 37.8 |
| pH | 8.3 | 8.3 | 0.4 | 7.1 | 9.0 |
| Nitrógeno inorgánico disuelto (µM) | 1.144 | 1.767 | 1.729 | 0.072 | 12.107 |
| Fósforo inorgánico disuelto (µM) | 0.657 | 0.882 | 1.185 | 0.121 | 9.201 |
| Clorofila "a" (mg $m^{-3}$) | 0.9 | 1.2 | 1.2 | 0.1 | 7.7 |

*Estado trófico*

Los valores del TRIX fueron < 2.5 la mayor parte del año indicando estado oligotrófico, excepto en los meses de febrero y marzo donde los valores fueron > 2.5 indicando estado mesotrófico. Sin embargo, en junio 2017 se observó un incremento del TRIX que estuvo particularmente asociado a un incremento de las concentraciones de clorofila "a". Los valores estimados del TRIX corresponden con las concentraciones observadas de las variables involucradas en la estimación del estado trófico por el TRIX.

El estado oligotrófico observado puede ser explicado porque: (1) la laguna no recibe aguas residuales, (2) la tasa de renovación del agua de pocos días es un factor que favorece la dilución y asimilación de nutrientes y limita el incremento de biomasa de fitoplancton.

Arreola-Lizárraga *et al*. (2016) en el sistema el Rancho-Empalme y Ruiz-Ruiz *et al*. (2017) en la laguna Lobos, ambas ubicadas en la misma región donde se localiza el estero El Soldado, también observaron que durante meses de invierno ocurre un incremento de los valores del TRIX y en ambos casos fue atribuido a ingreso de nutrientes por eventos de surgencias costeras en el mar adyacente, mostrando que el índice TRIX fue sensible para detectar cambios del estado trófico.

Estos resultados sugieren que el TRIX, puede ser útil para el monitoreo de la condición ambiental en el Área Natural Protegida estero El Soldado porque de acuerdo con Hooper (1969) cumple con los criterios de utilidad de un índice: (1) discriminar eficientemente entre los cambios inducidos por nutrientes y por otros impactos, efectos estacionales y ciclos climáticos, (2) ser sensible a varios niveles de enriquecimiento, (3) ser aplicable a diferentes regiones del mundo, y (4) ser aplicable a largo plazo y su metodología, tanto en muestreos, como en análisis de laboratorio, debe ser sencilla.

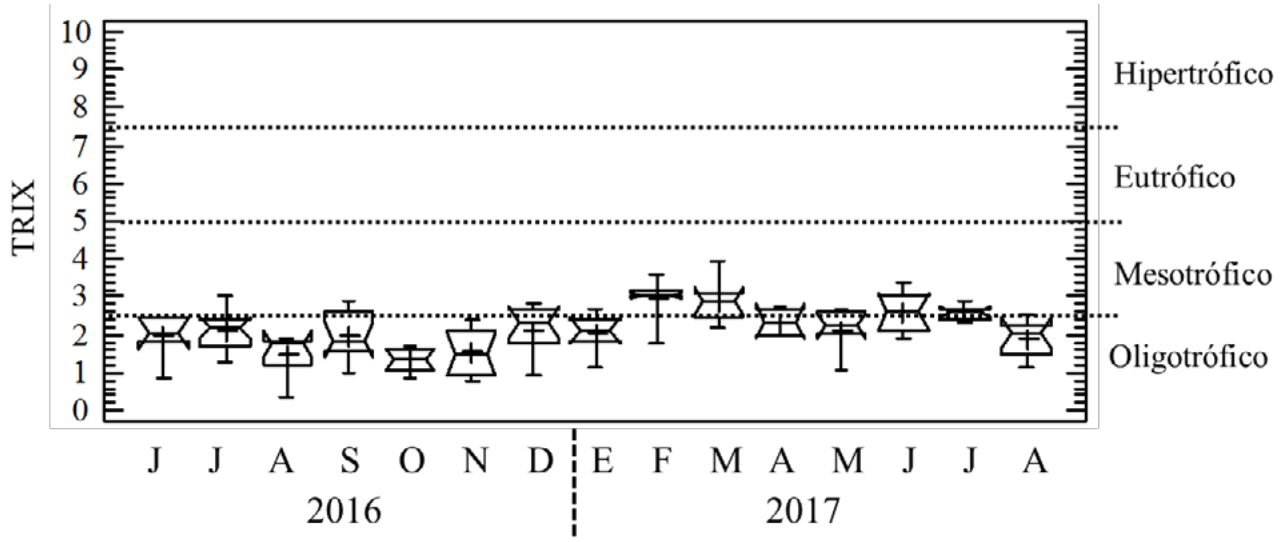



**Figura 2. Estado trófico indicado mediante el índice TRIX en el estero El Soldado, Sonora.**

## Conclusiones

El índice TRIX mostró que el estero El Soldado tiene un estado oligotrófico la mayor parte del año y un estado mesotrófico ocurre principalmente en meses de invierno.

## Agradecimientos

María del Refugio López procesó las muestras de agua en el Laboratorio de Calidad del Agua del CIBNOR, S. C. Unidad Sonora; Gustavo Padilla apoyo el trabajo de campo y David Urías elaboró la figura del área de estudio.

## Literatura citada

Arreola-Lizárraga, J. A., G. Padilla-Arredondo, J. Medina-Galván, L. Méndez-Rodríguez, R. Mendoza-Salgado and M. V. Cordoba-Matson. 2016. An analysis of hydrobiological responses to anthropogenic and natural influences in a lagoon system in the Gulf of California. Oceanological and Hydrobiological Studies 45:112-120.

Arreola-Lizárraga, J. A., G. Padilla-Arredondo, T. M. Ruiz-Ruiz, L. M. Cruz-García, L. C. Méndez-Rodríguez, P. Hernández-Almaraz and H. H. Vargas-González. 2018. Estuaries and Coastal Lagoons of Mexico: Challenges for Science, Management, and Conservation. pp. 251-284. En: Ortega-Rubio, A. (ed.) Mexican Natural Resources Management and Biodiversity Conservation. Springer, Cham, Switzerland.

Barbier, E. B., S. H. Hacker, C. Kennedy, E. W. Koch, A. C. Stier and B. R. Silliman. 2011. The value of estuarine and coastal ecosystem services. Ecological Monographs 81:169-193.

Brito, A. C., A. Newton, P. Tett and T. F. Fernández. 2012. How will shallow coastal lagoons respond to climate change? A modeling investigation. Estuar. Coast. Shelf S. 112:98-104.

Contreras-Espinosa, F. and B. G. Warner. 2004. Ecosystem characteristics and management considerations for coastal wetlands in Mexico. Hydrobiologia 511:233-245.

Devlin, M., S. Bricker and S. Painting. 2011. Comparison of five methods for assessing impacts of nutrient enrichment using estuarine case studies. Biogeochemistry 106:177-205.

Filloux, J. H. 1973. Tidal Patterns and Energy Balance in the Gulf of California. Nature. 243:217–221.

García, E. 2004. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen. 5ta. Ed. Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México. México, D. F. 246 p.

Güereca-Hernández, L. P. 1994. Contribuciones para la caracterización ecológica del Estero del Soldado, Guaymas, Sonora, México. Tesis de Maestría. Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey-Campus Guaymas, México. 135 p.

Hooper, F. F. 1969. Eutrophication indices and their relation to other indices of ecosystem change. pp 225-235. *In*: National Academy of Sciences (eds.). Eutrophication: causes, consequences, correctives. Proceedings of a symposium. National Academy of Sciences. 1st. Washington, D.C.

Lankford, R. R. 1977. Coastal lagoons of Mexico: their origin and classification. pp 182-215. *In*: Wiley M (ed.). Estuarine Processes. Elsevier. New York.

Monbet, Y. 1992. Control of phytoplankton biomass in estuaries: a comparative analysis of microtidal and macrotidal estuaries. Estuaries 15:563-571.

Nixon, S. W. 1995. Coastal marine eutrophication: a definition, social causes, and future concerns. Ophelia 41:199-229.

Parson, T. R., Y. Maitia and C. M. Lalli. 1984. A manual of chemical and biological methods for sea water analysis. Pergamonn Press. Oxford.

Roden, G. I. y Emilsson I. 1980. Oceanografía física del Golfo de California. Centro de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM Contribución No. 90. 67 p.

Ruiz-Ruiz, T. M., J. A. Arreola-Lizárraga, L. Morquecho, L. C. Méndez-Rodríguez, A. Martínez-López and R. A. Mendoza-Salgado. 2017. Detecting eutrophication symptoms by means of three methods in a subtropical semi-arid coastal lagoon. Wetlands 37:1105-1118.

Ruiz-Ruiz, T. M., J. A. Arreola-Lizárraga, L. Morquecho, R. A. Mendoza-Salgado, A. Martínez-López, L. C. Méndez-Rodríguez and J. Enríquez-Flores. 2016. Assessment of eutrophication in a subtropical lagoon in the Gulf of California. Aquatic Ecosystem Health and Management 19:382-392.

Vollenweider, R. A., F. Giovanardi, G. Montanari and A. Rinaldi. 1998. Characterization of the trophic conditions of marine coastal waters with special refrence to the NW Adriatic Sea: proposal for a Trophic Scale, Turbidity and generalized Water Quality Index. Envirometrics 9:329-357.

# 2.24. Transporte de carbono inorgánico a lo largo del Río Usumacinta, SE México

**Cuevas-Lara Daniel**[1]; Alcocer Javier[2]; Oseguera-Pérez Luis A.[2]; Soria-Reinoso Ismael[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]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.
[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 papel activo de los sistemas acuáticos epicontinentales en el ciclo y balance de carbono local y global ha sido reconocido en los últimos años. Las concentraciones y flujos de carbono inorgánico particulado (CIP) y disuelto (CID) del río Usumacinta, el principal sistema fluvial tropical de México, fueron evaluados para conocer los cambios estacionales (temporada de lluvias TL y secas TS) y a lo largo del sistema fluvial. Las concentraciones de las dos fracciones del carbono inorgánico (CI) tuvieron una dinámica estacional opuesta, es decir, mientras que el CID disminuye durante la TL el CIP aumenta y viceversa en la TS. El valor máximo promedio de CIP fue de $0.67 \pm 0.49$ mg C $L^{-1}$ y de CID $36 \pm 5.3$ mg C $L^{-1}$. Los flujos de CI señalan que el río Usumacinta tiene una contribución alta de carbono a las costas del Golfo de México, de acuerdo a su descarga de agua.

**Palabras clave:** *río tropical*; *CIP*; *CID*; *flujos de carbono fluvial*; *Chiapas*; *Tabasco.*

## Abstract

The active role of epicontinental aquatic systems in the local and global carbon cycle and its budgets has been recognized in the last years. We measured the dynamics of particulate and dissolved inorganic carbon (PIC and DIC) concentrations and fluxes along the Usumacinta River, the Mexican largest tropical fluvial system, and the seasonal fluctuation (rainy RS and dry seasons DS). Concentrations of both IC fractions had opposed seasonal dynamics, DIC diminished while CIP increased in RS, and vice versa in the DS. The PIC maximum mean was $0.67 \pm 0.49$ mg C $L^{-1}$ and $36 \pm 5.3$ mg C $L^{-1}$ for DIC. The Usumacinta IC fluvial fluxes showed a large C contribution discharging to the Gulf of Mexico, accordingly its discharge.

**Key words:** *tropical river*; *PIC*; *DIC*; *fluvial carbon fluxes*; *Chiapas*; *Tabasco.*

## Introducción

En las últimas décadas se ha resaltado el papel que llevan a cabo los cuerpos acuáticos epiontinentales en relación al transporte, procesamiento y almacenamiento de carbono (C) global. En contraste con la creencia de que estos ambientes eran sitios pasivos en el ciclo del C, actualmente se sabe que son sitios muy dinámicos en el ciclo del C, que afectan su almacenamiento entre los diferentes depósitos a nivel regional y global (Aufdenkampe *et al*., 2011; Battin *et al*., 2009; Cole *et al*., 2007). A pesar de los avances logrados para entender el ciclo del C global aún se requiere una mejor integración de los conocimientos biogeoquímicos en los cuerpos de agua en distintos ambientes (Tranvik *et al*., 2018).

Los ríos, en particular los de gran tamaño, tienen un rol crucial en el transporte y la transformación de las entradas de C a los océanos. Para entender la dinámica del C en las cuencas exorreicas de los grandes sistemas acuáticos tropicales se requiere considerar los factores tales como cambios en el uso de suelo, clima, vegetación, topografía, tipos de suelo y erosión de minerales, entre otros (Kempe *et al*., 1991; Huang *et al*., 2012). Conocer el transporte de los materiales particulado y disueltos en los ríos es determinante para comprender los componentes regionales y globales de los ciclos biogeoquímicos, tal como los carbonatos o bicarbonatos fluviales ($HCO_3^-$) (Li y Bush, 2015).

En este sentido, uno de los principales indicadores para conocer la cantidad de carbono inorgánico disuelto (CID) transportado en los ríos es la alcalinidad total, que suele ser mayor a la concentración de CID en forma de iones de bicarbonato en los ríos, aunque esto varía dependiendo de las condiciones ambientales (McGillis *et al*., 2015). Por otro lado, la atención hacia los ambientes tropicales se ha incrementado recientemente, debido a su contribución de C hacia los ambientes oceánicos es desproporcionalmente más elevada (Ward *et al*., 2017). En este sentido, con el fin de conocer la dinámica del carbono inorgánico (CI) transportado por el río Usumacinta, el principal sistema fluvial tropical del Centro y Norteamérica de acuerdo a su descarga, se evaluó la concentración de CI, disuelto y particulado, a lo largo del río, durante dos temporadas extremas y contrastantes hidrológicamente, es decir, temporada de lluvias y secas (TL y TS, respectivamente). Lo anterior permitió 1) contar con la primera aproximación de la descarga de CI a las costas del Golfo de México y su variación estacional y cómo algunas de las variables ambientales pueden regular la descarga de CI.

## Materiales y Métodos

### *Sitio de estudio*

El Río Usumacinta pertenece a la Región Hidrológica No. 30 Grijalva-Usumacinta, en el sureste mexicano. El nacimiento del río se encuentra en Guatemala; ingresa en territorio mexicano en el Estado de Chiapas y atraviesa el Estado de Tabasco. El Río Grijalva se une al Usumacinta 15 km antes de su desembocadura en el Golfo de México, en un delta de planicies de inundación y manglares en la Reserva de la Biósfera Pantanos de Centla (Muñoz- Salinas *et al*., 2016). El río Usumacinta tiene una longitud de ~1100 km, un área de ~112 000 $km^2$ y una descarga anual de ~2678 $m^3$ $s^{-1}$ (Benke, 2009). La cuenca del río se caracteriza por una importante descarga pluvial asociada al clima húmedo de la región (2000 mm $año^{-1}$), aunque la distribución espacial de las lluvias es altamente variable (Arriaga *et al*., 2000; Muñoz-Salinas *et al*., 2016). La temporada de lluvias tiene lugar entre mayo y noviembre, y la temporada de secas entre diciembre y abril (Grosky y Carton, 2003).

### *Muestreo en campo*

Se realizaron dos jornadas de muestreo, la primera en noviembre de 2017 (temporada de lluvias, TL) y la segunda en abril de 2018 (temporada de secas, TS) a lo largo de 18 estaciones del cauce principal del Río Usumacinta y sus principales afluentes en territorio mexicano, que incluyen la cuenca media (M1 a M10) y baja (B1 a B8). En cada estación se estableció un transecto transversal y se realizó un perfil batimétrico con una Ecosonda Garmin GPSMap 526S. Se posicionaron tres puntos sobre el transecto, donde se midieron *in situ* parámetros fisicoquímicos con una sonda multiparamétrica Hydrolab DS5 y la velocidad de la corriente con un flujómetro Swoffer 3000. Los perfiles batimétricos junto con las velocidades de la corriente se usaron para calcular los caudales ($m^3$ $s^{-1}$). En los mismos puntos, se tomaron muestras de agua a 1/3 de la máxima profundidad con una botella horizontal tipo Van Dorn.

*Concentraciones y flujos de CI*

De cada muestra de agua, se filtró un volumen a través de un filtro GF/F (0.7 µm apertura de poro nominal) para retener la fracción particulada de carbono orgánico (COP). Se adicionó HCl al 10% a dos réplicas para retirar los compuestos inorgánicos de carbono, y dos réplicas se conservaron sin acidificar para obtener el carbono particulado total (CTP). Las muestras se analizaron en un analizador elemental Carlo Erba NC2100. El CIP se obtiene mediante la diferencia entre estas dos fracciones (CTP - COP). Las muestras de CID se midieron a partir de la alcalinidad total (AT, mg $CaCO_3$ $L^{-1}$) determinada siguiendo la titulación estándar, según los procedimientos de APHA (2005). De acuerdo al rango de pH del río (7.08-8.28) la alcalinidad titulada ([AT] = $[HCO^{-3}]+2[CO_2^{-3}]+[OH^-]+[B(OH)^{-4}]$) representa el CID total con un 10% de incertidumbre (McGillis *et al*., 2015). Las concentraciones de carbono de cada fracción en conjunto con los valores de caudal se utilizaron para calcular los flujos de carbono inorgánico a lo largo del río:

$$Flujo\ C\ =\ Cm\ *\ Qm\ [t\ d^{-1}] \qquad \text{(Ec. 1)}$$

donde, *Cm* es la concentración media del CI (mg $L^{-1}$) y *Qm* el caudal medio (Kempe *et al*., 1991). Las diferencias entre valores a lo largo de la cuenca y entre estaciones se evaluaron mediante Andevas y t-test en SigmaPlot 12.0.

## Resultados y Discusión

*Variabilidad fisicoquímica*

Las variables fisicoquímicas fueron contrastantes temporal (TS *vs* TL) y espacialmente (cuenca media *vs* baja). Temporalmente, y de acuerdo con los promedios, durante la TL el potencial redox y el caudal fueron mayores, mientras que en la TS la temperatura, el oxígeno disuelto, el pH y la conductividad eléctrica fueron mayores. Esta última con una diferencia de un orden de magnitud entre temporadas debido a la presencia de una cuña salina cercana a la desembocadura del río (estaciones B5, B6, B7 y B8). El rango y el promedio del caudal de la cuenca en su totalidad fue ~5.5 veces mayor en la TL que en la TS (Cuadro 1). En promedio, la temperatura es 4 °C mayor durante la TS en comparación con la TL.

Por otro lado, y de manera espacial, durante ambas temporadas los valores promedio de temperatura, conductividad eléctrica y caudal fueron más altos hacia la cuenca baja, mientras que el oxígeno disuelto y el pH tuvieron valores más elevados en la cuenca media. El mayor caudal durante la TL se registró en la cuenca media en la estación M10 con 5934.4 $m^3$ $s^{-1}$ y el menor en la estación B9 en la cuenca baja con 107.9 $m^3$ $s^{-1}$ (Cuadro 1). Durante la TS se registraron los valores máximos y mínimos del caudal en la cuenca media, el más alto en la estación B3 (1080 $m^3$ $s^{-1}$) y el más bajo en la estación B9 (4.6 $m^3$ $s^{-1}$). Otros estudios también han resaltado la variabilidad y diferencias estacionales de los ríos tropicales, principalmente en sus descargas (Syvitski *et al*., 2014; Geeraert *et al*., 2017).

**Cuadro 1. Promedios (X ± 1 d.e.) y rangos de las variables fisicoquímicas en la cuenca media y baja, durante la TL y TS del Río Usumacinta.**

| Variables | | Cuenca media | | Cuenca baja | | Total | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | TL | TS | TL | TS | TL | TS |
| T | X (± σ) | 24.2 (1.3) | 28.0 (0.8) | 26.5 (0.9) | 28.4 (0.7) | 25.2 (1.6) | 28.2 (0.8) |
| | Max-min | 25.9-20.8 | 29.8-25.9 | 28.0-25.2 | 30.2-26.9 | 28.0-21.0 | 30.2-25.9 |

| Variables | | Cuenca media | | Cuenca baja | | Total | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | TL | TS | TL | TS | TL | TS |
| OD | X (± σ) | 5.8 (2.2) | 8.5 (0.7) | 4.1 (2.0) | 6.8 (2.0) | 5.1 (2.3) | 7.6 (1.8) |
| | Max-min | 8.6-1.5 | 10.7-7.7 | 6.5-0.7 | 8.7-0.2 | 8.6-0.7 | 10.7-0.2 |
| pH | X (± σ) | 7.7 (0.2) | 7.9 (0.1) | 7.5 (0.1) | 7.8 (0.1) | 7.6 (0.2) | 7.9 (0.1) |
| | Max-min | 8.17-7.08 | 8.28-7.65 | 7.83-7.27 | 8.19-7.39 | 8.17-7.08 | 8.28-7.39 |
| CE | X (± σ) | 334 (46) | 693 (119) | 387 (88) | 1.5e+4 (1.8e+4) | 357 (73) | 8.7e+3 (1.5e+4) |
| | Max-min | 539-232 | 920-345 | 744-300 | 54 316-774 | 744-231 | 54 316-345 |
| Q | X (± σ) | 2168 (2230) | 334 (315) | 2510 (2361) | 491 (440) | 2330 (2235) | 409 (377) |
| | Max-min | 5934-141 | 917-15 | 5609-108 | 1080-4.6 | 5934-108 | 1080-4.6 |

T: temperatura (°C); OD: oxígeno disuelto (mg $L^{-1}$); pH, CE: conductividad eléctrica (uS $cm^{-1}$); ORP: potencial redox (mV); Q: caudal ($m^{-3}$ $s^{-1}$).

*Concentraciones de CI*

El CIP tuvo correlaciones altas con la temperatura de manera positiva y negativa con la turbidez ($r(36) = -0.79$, $p<0.005$ y $r(36) = 0.79$, $p<0.005$, respectivamente). La concentración de CIP no mostró relaciones significativas con el caudal del río. Por otro lado, la correlación caudal *vs* CID se ha empleado en ríos grandes a escala global para ver la relación que existe entre la hidrología y el transporte de algunos solutos fluviales ($HCO_3$ y sólidos disueltos totales), sin embargo, suele ser una correlación débil y poco clara, ya que otras variables como la precipitación suelen ser mejores predictores del transporte de éstos, aunque a escalas locales esta correlación suele ser significativa y negativa (Li y Bush, 2015). De acuerdo con esto, en este estudio se encontró que la concentración de CID mostró una tendencia de disminución cuando incrementa el caudal del río ($r^2 = 0.2$, $F(1,34) = 8.5$, $p<0.05$) (Figura 1). Por otra parte, el CID tuvo una correlación moderada y positiva con la temperatura, porcentaje de oxígeno disuelto y negativa con el potencial redox ($r(36) = 0.67$, $p <0.005$, $r(36) = 0.57$, $p <0.005$ y $r(36) = -0.58$, $p <0.005$).

Variación estacional del CI (TL vs TS)

Aunque los dos eventos de muestreo al año no representan la variabilidad estacional completa, las diferencias estacionales entre las concentraciones de CI transportado en ambas fracciones fueron detectadas significativamente (Figura 1). Las mayores concentraciones de CIP se presentaron durante la TL (Mann–Whitney U=33, n1 =18 n2 =19, $P < 0.001$) con un promedio de 0.67 ± 0.49 mg C $L^{-1}$, en donde el valor más bajo se registró en la estación M7 (0.09 mg C $L^{-1}$) y el más alto en la estación M2 (1.5 mg C $L^{-1}$). Durante la TS el promedio de CIP fue cuatro veces menor que en la TL (0.16 ± 0.09 mg C $L^{-1}$) (Figura 1), la estación B4 tuvo el valor más alto (0.405 mg C $L^{-1}$), que fue diez veces mayor que la concentración más baja, registrada en la estación M7 nuevamente (0.045 mg C $L^{-1}$).

En la TL la concentración de CID fue de 16.4 ±5.8 mg C $L^{-1}$. De acuerdo con la tendencia antes mencionada de disminución del CID al aumentar el caudal, la concentración de CID fue mayor durante la TS en todo el río ($t(35) = -11.4$, $p <0.001$), con un promedio de 36 ± 5.3 mg C $L^{-1}$ (Figura 1), debido a los bajos caudales en esta época. Esto puede ser causado por la baja precipitación en el río Usumacinta durante la TS y el incremento de la evapo-transpiración, lo que provoca un efecto de concentración, o bien un aumento en la contribución relativa de las entradas de agua subterráneas enriquecidas en CID, como se ha reportado en otros ríos tropicales (Mann *et al*., 2014). Asimismo, este cambio estacional en la concentración de CID se ha reportado para otros ríos con distintas condiciones ambientales y latitudes, como ríos subtropicales (Atkins *et al*., 2017) y tropicales (Araujo *et al*., 2014). Sin embargo, algunos casos no se ajustan a esta dinámica estacional debido a factores biológicos como el tipo de vegetación aledaña al río y composición de agua subsuperficial intersticial, como el que se reportó en el río tropical Mitchell, Australia, (Tweed *et al.,* 2015). Por otro lado, la estación que mayor concentración de CID tuvo

durante ambas temporadas (28.7 mg C $L^{-1}$ en TL y 42.7 mg C $L^{-1}$ en TS) fue la estación Tzendales (M4), debido probablemente a que el río se ubica en la selva alta perennifolia y bosque mesófilo de montaña, con pocos cambios en el uso de suelo y suelos ricos en rocas calizas y carbonatos (de la Maza, 2015).

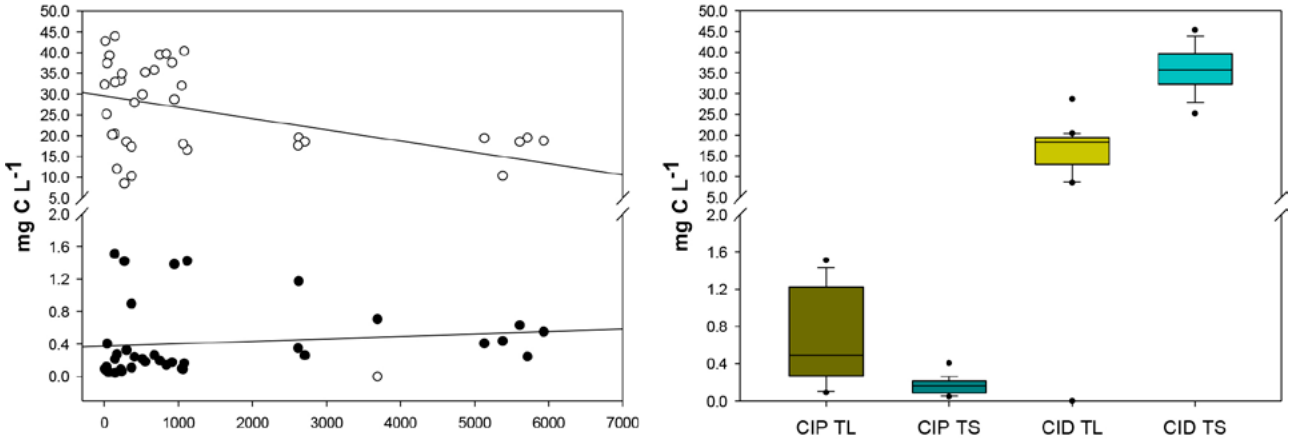



**Figura 1. Regresión lineal entre la concentración de CID (círculos blancos) y CIP (círculos negros) y el caudal ($m^3$ $s^{-1}$) en la TS y TL del río Usumacinta (izquierda).**
Diagramas de cajas y bigotes de la distribución de la concentración de CIP y CID durante la TL y TS, las líneas en las cajas representan el promedio (punteada) y mediana (continua) (derecha**).**

*Flujo de CI*

El río Usumacinta tuvo un flujo de CI promedio a lo largo de la cuenca de 1404.9 ± 1240.9 t C $día^{-1}$ en la TL y de 3431.6 ± 3285.8 t CI $día^{-1}$ en la TS. De los flujos totales de CI, la fracción correspondiente al CIP es la más baja (TS = 0.1 al 1%, TL = 0.4 al 15%). El flujo mayor de CI se presentó en la estación M10 (10 269 t C $día^{-1}$) durante la TL y el menor en la estación B9 durante la TS (12.8 t C $día^{-1}$) (Figura 2). No se encontraron tendencias de aumento o disminución en el flujo de CI a lo largo del río. Tampoco se encontraron diferencias significativas en los flujos entre temporadas (U=111, p = 0.1), probablemente por el efecto de la predominancia de altas concentraciones de CID, y constantes a lo largo del río, durante la TS. En contraste, los flujos de CI en el río tropical Tana, África, aumentan significativamente durante la temporada seca, o sea, cuando la descarga de agua es menor a 2.7 $km^3$ $año^{-1}$, al grado de ser la especie de C dominante en el río debido en parte a los altos tiempos de retención de esta fracción (Geeraert *et al*., 2017). No obstante, es necesario considerar que periodos con pulsos de inundación pueden alterar las concentraciones de C, y sus proporciones en los ríos (Li y Bush, 2015).

Los flujos de CI que se reportan en este trabajo son menores a la del río Mississippi, el río de mayor descarga a las costas del Golfo de México, que durante la temporada seca tiene un flujo de 10 274 t C $día^{-1}$ y en la lluviosa de 26 986 t C $día^{-1}$ (Cai *et al*., 2015). Considerando la variación, el río Usumacinta puede descargar casi la mitad de lo que descarga el río Mississippi durante la temporada de secas, aunque hay que considerar que el Mississippi tiene una descarga de agua 6.8 veces mayor y cerca de 30 veces mayor en el área de drenaje (Benke, 2009). Por ello, y de acuerdo a su descarga de agua, el río Usumacinta contribuye en gran medida a la alta cantidad de carbonatos (40.52%) en las playas del Golfo de México (Carranza-Edwards *et al*., 1995), debido a las altas concentraciones y flujos de CID y a su estabilidad estacional.

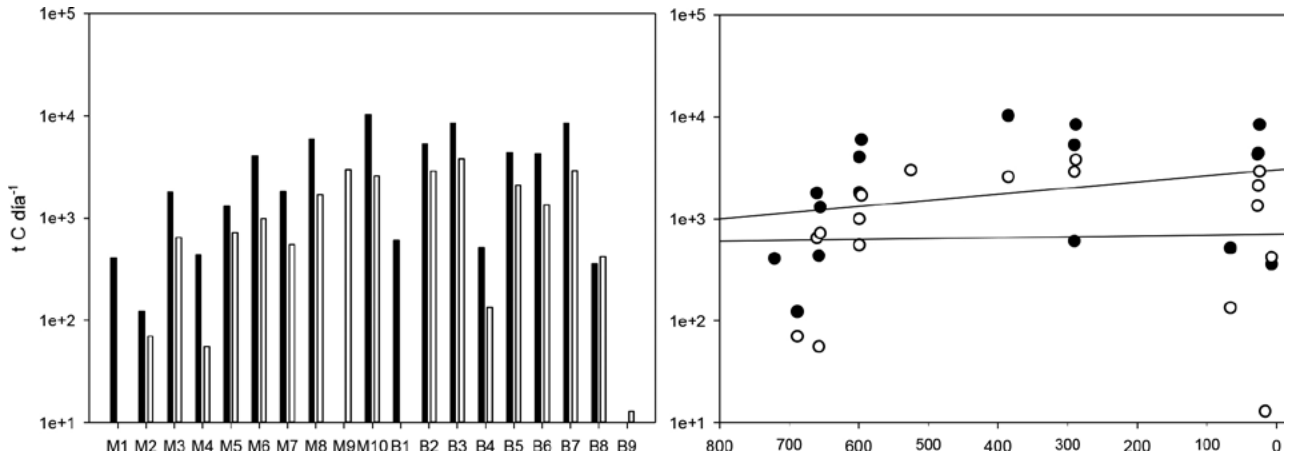



**Figura 2. Flujos de CI en las 18 estaciones a lo largo del río Usumacinta durante la TS (barras blancas) y TL (barras cafe) (izquierda).**
Regresión lineal entre los flujos de CI promedio y la distancia a la línea de costa (km) durante la TS (círculos azules) y TL (círculos cafe) (derecha).

## Conclusiones

El río Usumacinta tiene diferencias considerables en las condiciones ambientales de manera espacial y temporal, con una temporada de lluvias y secas bien definida y con implicaciones en el transporte de CI. Las concentraciones de las dos fracciones de CI tuvieron una dinámica estacional opuesta, es decir, mientras que el CID disminuye durante la TL el CIP aumenta, y viceversa. El promedio de CIP durante la TS fue de 0.16 ± 0.09 mg C $L^{-1}$ y en la TL de 0.67 ± 0.49 mg C $L^{-1}$. El CID tuvo una concentración promedio durante la TS de 36 ± 5.3 mg C $L^{-1}$ y en la TL de 16.4 ±5.8 mg C $L^{-1}$. El flujo de CI a las costas del Golfo de México es de 1 404.9 ± 1 240.9 t C $día^{-1}$ en la TL y de 3 431.6 ± 3 285.8 t C $día^{-1}$ en la TS. El río Usumacinta tiene una contribución alta proporcionalmente a su descarga de agua en comparación con el río Mississippi, principalmente en la TS.

## 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.

## Literatura citada

Araujo, M., C. Noriega and N. Lefèvre. 2014. Nutrients and carbon fluxes in the estuaries of major rivers flowing into the tropical Atlantic. Frontiers in Marine Science 1:1-16.

Arriaga-Cabrera, L., V. Aguilar-Sierra and J. Alcocer. 2000. Aguas continentales y diversidad biológica en México. CONABIO. México.

Atkins, M. L., I. R. Santos and D. T. Maher. 2017. Seasonal exports and drivers of dissolved inorganic and organic carbon, carbon dioxide, methane and δ13 C signatures in a subtropical river network. Science of the Total Environment. 575:545-563.

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. Front Ecol Environ. 9:53-60.

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.

Benke, A. C. 2009. Streams and rivers of North America: western, northern and Mexican basins. pp. 425-437. *In*: Likens (eds.). Encyclopedia of Inland Waters. 1st ed. Elsevier. Boston.

Cai, Y., L. Guo, X. Wang and G. Aiken. 2015. Abundance, stable isotopic composition, and exportfluxes of DOC, POC, and DIC from the Lower Mississippi. River during 2006–2008. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences. 120:2273-2288.

Carranza-Edwards, A., L. Rosales-Hoz and S. Santiago-Pérez. 1995. A reconnaissance study of carbonates in Mexican beach. Sedimentary Geology 101:261-268.

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.

de la Maza, J. 2015. Caracterización de la subcuenca del Lacantún. 2015. En: Carabias, J., J. de la Maza y R. Cadena (coords.). Conservación y desarrollo sustentable en la Selva Lacandona. 25 años de actividades y experiencias. Natura y Ecosistemas Mexicanos. México.

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 Discussion. doi:10.5194/bg-2017-31.

Grodsky, S. A. and J. A. Carton. 2003. The intertropical convergence zone in the South Atlantic and the equatorial cold tongue. Journal of Climate 16:2052-2065.

Huang, T. H., Y. H. Fu, P. Y. Pan and C. T. A. Chen. 2012. Fluvial carbon fluxes in tropical rivers. Current Opinion in Environmental Sustainability 4:162–169.

Kempe, S., M. Pettine and G. Cauwet. 1991. Biogeochemistry of European Rivers. p.169-211. *In*: Degens, E. T., S. Kempe and J. E. Richey (eds.). Biogeochemistry of Major World River. SCOPE Report 42. 1st. ed. John Wiley & Sons.

Li, S. and R. T. Bush. 2015. Changing fluxes of carbon and other solutes from the Mekong River. Nature: Scientific reports 5:1-16.

Mann, P. J., R. G. M. Spencer, B. J. Dinga, J. R. Poulsen, P. J. Hernes, G. Fiske, M. E. Salter, Z. A. Wang, K. A. Hoering, J. Six and R. M. Holmes. 2014. The biogeochemistry of carbon across a gradient of streams and rivers within the Congo Basin. J. Geophys. Res. Biogeosci. 119:687-702.

McGillis, W. R., D. Y. Hsueh, Y. Zheng, M. Markowitz, R. Gibson, G. Bolduc, F. J. Fevrin, J. E. Thys, W. Noel, J. K. Paine, Z. A. Wang, K. Hoering, R. Hakimdavar and P. J. Culligan. 2015. Carbon transport in rivers of southwest Haiti. Applied Geochemistry 63:563-572.

Muñoz-Salinas, E., M. Castillo, D. Sanderson, T. Kinnaird and E. Cruz-Zaragoza. 2016. Using three different approaches of OSL for the study of young fluvial sediments at the coastal plain of the Usumacinta- Grijalva river basin, southern Mexico. Earth Surfaces Processes and Landforms 41:823-834.

Syvitski, J. P. M., S. Cohen, A. J. Kettner and G. R. Brakenridge. 2014. How important and different are tropical rivers? An 10 overview, Geomorphology 227:5-17.

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.

Tweed, S., M. Leblanc, A. Bass, G. A. Harrington, N. Munksgaard and M. I. Bird. 2015. Leaky savannas: the significance of lateral carbon fluxes in the seasonal tropics. Hydrological Processes 30:873-887.

Ward, N. D., T. S. Bianchi, P. M. Medeiros, M. Seidel, J. E. Richey, R. G. Keil and H. O. Sawakuchi. 2017. Where Carbon Goes When Water Flows: Carbon Cycling across the Aquatic Continuum. Frontiers in Marine Science. doi: 10.3389/fmars.2017.00007.

# 2.25. Parámetros fotosintéticos en las regiones de Perdido y Coatzacoalcos en el Golfo de México, durante invierno y primavera 2016 y verano 2018

**Lara-Lara J. R.**[1]; Mercado A.[1]; de la Cruz M.[1]; Bazán C.[1]; Mirabal U.[1]; Mariano M.[1]; Linacre L.[1] y Sánchez C.[1]

[1]Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. Carretera Ensenada-Tijuana, No. 3918, Zona Playitas, C.P. 22860, Ensenada, B.C. México.
Autor para correspondencia: rlara@cicese.mx

## Resumen

Con el propósito de entender los cambios en la biomasa y producción del fitoplancton, de las cuencas de Perdido y Coatzacoalcos, en el Golfo de México, así como el impacto potencial de derrames de petróleo, y su posible impacto en la trama trófica de la zona, es necesario contar con información en diversas escalas de variabilidad temporal y espacial, para tal fin es necesario el uso de sensores remotos para la estimación de la PP ($PP_{sat}$). Para convertir datos absolutos de biomasa del fitoplancton (v.gr. Chl*a*) a una tasa (v.gr. PP). Los modelos Satelitales requieren de información sobre parámetros ecofisiológicos del fitoplancton (coeficiente de máxima utilización de luz: $\alpha^B$; tasa fotosintética máxima normalizada por clorofila: $P^B_{max,}$ irradianza de saturación: $E_k$). Los cuales se obtienen con experimentos *in vitro* denominados curvas fotosíntesis-irradiancia (P-E, por sus siglas en inglés). En cuanto a las condiciones fisiológicas de la comunidad fitoplanctónica, estudiadas a través de las curvas fotosíntesis-irradiancia, encontramos que los parámetros fotosintéticos también presentaron variación entre áreas y entre cruceros, los valores mayores se midieron durante primavera.

**Palabras clave:** *Cuencas de Perdido y Coatzacoalcos*; *Golfo de México*; *parámetros fotosintéticos*; *productividad primaria satelital.*

## Abstract

With the purpose of understanding the changes in the biomass and production of phytoplankton, of the Perdido and Coatzacoalcos basins, in the Gulf of Mexico, as well as the potential impact of oil spills, and their possible impact on the trophic web, it is necessary to have information in different scales of temporal and spatial variability, for this purpose it is necessary to use remote sensors for the estimation of PP ($PP_{sat}$). To convert absolute phytoplankton biomass data (*e.g.*, Chl*a*) at a rate (*e.g.*, PP). Satellite models require information on phytoplankton ecophysiological parameters (coefficient of maximum light utilization: αB, maximum photosynthetic rate normalized by chlorophyll: PBmax, saturation irradiance: Ek). Which are obtained with in vitro experiments called photosynthesis-irradiance curves (P-E, for its acronym in English). Regarding the physiological conditions of the phytoplankton community studied through the photosynthesis-irradiance curves, we found that the photosynthetic parameters also showed variation between areas and between cruises, the highest values were measured during spring.

**Key words:** *Perdido and Coatzacoalcos Basins*; *Gulf of Mexico*; *photosynthetic parameters*; *satelital primary productivity.*

## Introducción

El Golfo de México (GoM) es un cuerpo de agua semi-cerrado que se conecta al Océano Atlántico por el estrecho de Yucatán y el estrecho de Florida. En su litoral de ~4000 km, presenta la desembocadura

de varios ríos siendo el Grijalva-Usumacinta el más importante en cuanto a su aporte (55%) de las descargas fluviales en la vertiente del Golfo, 10 veces más que el río Bravo (Bassols-Batalla, 1977).

Para entender los cambios en la biomasa y producción del fitoplancton, así como su posible impacto en la trama trófica de la zona, es necesario contar con información en diversas escalas de variabilidad temporal y espacial, sin embargo, son pocos los trabajos de producción primaria *in situ* que se han realizado en el GoM, es por ello necesario la combinación con datos producidos mediante el uso de sensores remotos para la estimación de la PP ($PP_{sat}$). Para convertir datos absolutos de biomasa del fitoplancton (v.gr. Chl*a*) a una tasa (v.gr. PP). Los modelos Satelitales requieren de información sobre parámetros ecofisiológicos del fitoplancton (coeficiente de máxima utilización de luz: $\alpha^B$; tasa fotosintética máxima normalizada por clorofila: $P^B_{max,}$ irradianza de saturación: $E_k$). Los cuales se obtienen con experimentos *in vitro* denominados curvas fotosíntesis-irradiancia (P-E, por sus siglas en ingles). La estimación de la PP de los océanos requiere determinar la variabilidad espacial y estacional de los parámetros fotosintéticos y algunas de las propiedades bio-ópticas del fitoplancton (Bouman *et al*., 2000).

El objetivo de esta investigación fue determinar la variabilidad de los parámetros fotosintéticos del fitoplancton mediante experimentos Fotosíntesis-Irradiancia en la región de Perdido y Coatzacoalcos con la finalidad de generar información para la estimación de las tasas de productividad primaria a gran escala espacial mediante modelos en el Golfo de México.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El Golfo de México (GoM) es un cuerpo de agua semi-cerrado que se conecta al Océano Atlántico por el estrecho de Yucatán y el estrecho de Florida. En su litoral de ~4000 km, presenta la desembocadura de varios ríos siendo el Grijalva-Usumacinta el más importante en cuanto a su aporte (55%) de las descargas fluviales en la vertiente del Golfo, 10 veces más que el río Bravo (Bassols-Batalla, 1977).

La presente investigación se realizó en las cuencas de Perdido y Coatzacoalcos en el Golfo de México, las cuales tienen un potencial petrolero importante. En el crucero oceanográfico del subproyecto: procesos y ciclos biogeoquímicos en las cuencas de Perdido y Coatzacoalcos en el Golfo de México (cruceros Malla Fina) realizado del 26 de mayo al 12 de junio del 2018, se efectuaron 10 experimentos *in vitro* (curvas P-E) para determinar los parámetros fotosintéticos (Figura 1).

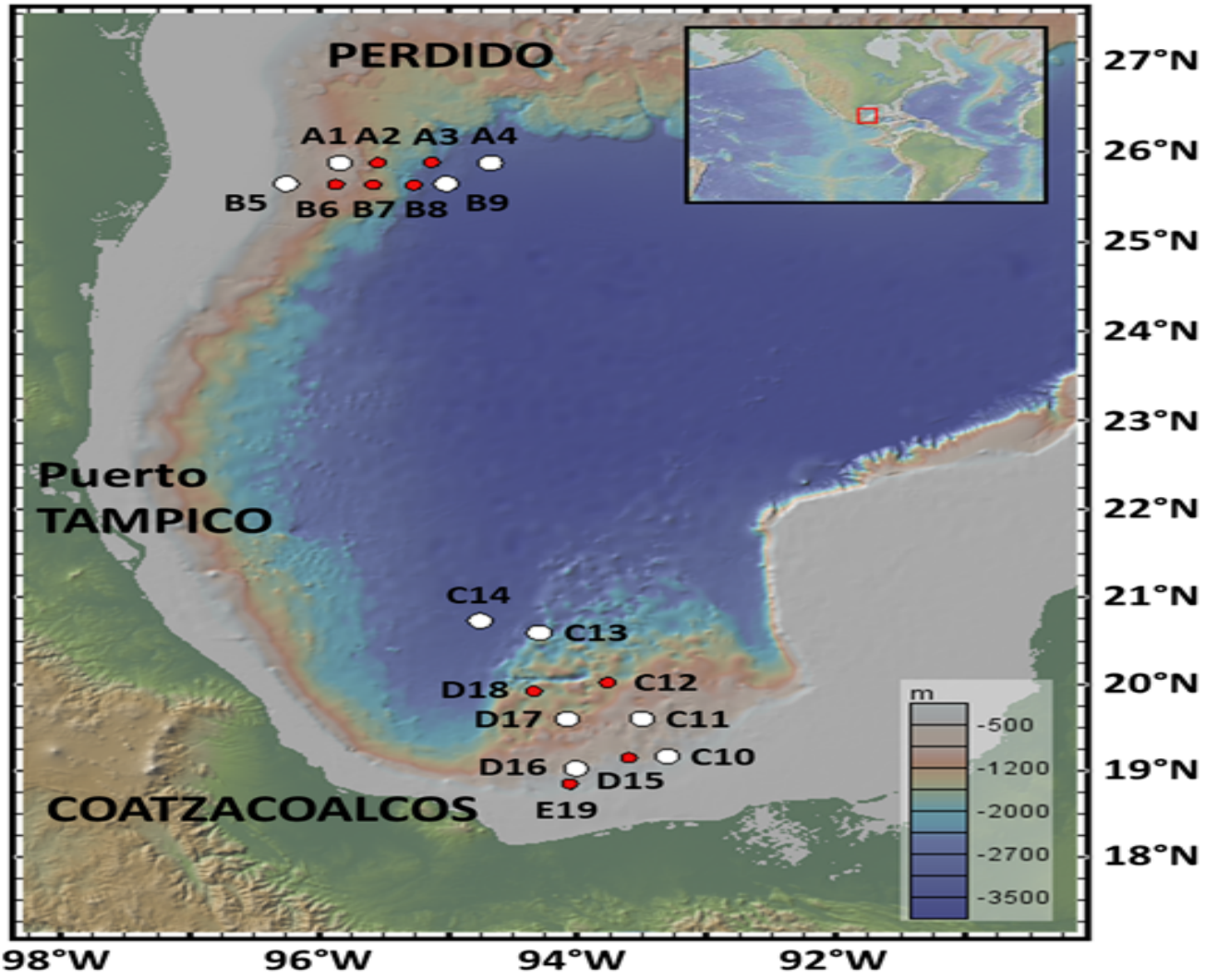



**Figura 1. Estaciones muestreadas durante la campaña oceanográfica MMF-03.**
Círculos en blanco: estaciones de experimentos curvas P-E y círculos rojos: estaciones de rutina.

*Metodología*

Las muestras de agua para los parámetros fotosintéticos *in vitro* (P-E*)*, se colectaron del mismo lance de botellas Niskin que para PP *in situ*. Se colectó agua de la profundidad correspondiente al 30% de $I_0$ y en el máximo de fluorescencia. Por cada experimento se llenaron 21 botellas de plástico transparente de 250 mL de capacidad y se enriquecieron ~10% con $^{13}C$, posteriormente, se colocan en el incubador horizontal tipo Morel (totalmente negro en el interior), se destinó una botella en oscuridad para medir la respiración y 2 botellas iníciales sin enriquecer para medir la concentración de $^{13}C$ inicial. Se incubaron por 3 h, el acomodo de las botellas permite incubar muestras con un gradiente de luz, que va de 10 a 250 $\mu E\ m^{-2}\ s^{-1}$. El sistema de incubación se mantuvo a temperatura superficial constante, mediante circulación de agua continua. El procedimiento de filtración y preparación de las muestras fue similar al procedimiento de los experimentos de $^{13}C$-PP *in situ.*

Una vez obtenidas las tasas producción primaria *in vitro*, se dividen por la clorofila a, con el objetivo de normalizar las tasas de fijación de carbono por la biomasa de cada profundidad ($P^B$, mg C (mg Chl*a*) $h^{-1}$). Esta curva se ajusta a un modelo hiperbólico (ecuación 1) propuesto por Jassby y Platt (1976). El

cálculo de $P^B_m$ y $\alpha^B$, se realizó con estimaciones no lineales lo cual implica encontrar la mejor relación de ajuste mediante mínimos cuadrados entre los valores de una variable dependiente y los valores de un conjunto de una o más variables independientes, se utilizó el Programa Statistical 7 para dicho procesamiento.

$$P^B = P^B_m \tanh[\alpha^B * E_k / P^B_m] \quad \text{(Ec. 1)}$$

donde:

$P^B$ = producción primaria normalizada por clorofila *a* obtenida de cada botella incubada [mg C (mg Chl*a*) $h^{-1}$)].

$P^B_m$ = tasa de fotosíntesis máxima normalizada por clorofila a saturación de luz [mg C (mg Chl*a*) $h^{-1}$)] obtenida por las estimaciones no lineales.

$\alpha^B$ = coeficiente de máxima utilización de luz [mgC (mg Chl*a*) $h^{-1}$/ µE $m^{-2}$ $s^{-1}$] obtenida por las estimaciones no lineales.

$E_k$ = la irradiancia de saturación [µE $m^{-2}$ $s^{-1}$] calculada de la división de $P^B_m$/ $\alpha^B$.

## Resultados y Discusión

En este crucero se realizaron experimentos de curvas de fotosíntesis luz con dos metodologías, con $^{13}$C-P-E y tasa de transferencia de electrones (ETR-E), en este trabajo presentaremos los resultados de las curvas de ETR-E, las cuales, se procesan en el momento de la medición en el crucero por medio del software PhytoWin. Las muestras de $^{13}$C-P-E están pendientes de analizar, este esfuerzo tomara más tiempo por la limitación de recursos. Se presentan los resultados de parámetros fotosintéticos de curvas ETR-E de las 10 estaciones muestreadas, como se detalló en metodología, para este experimento se concentraron 4 L en el 30% de $E_0$ y del MaxF. En la Figura 2 se muestra la forma de las curvas y la diferencia entre las curvas del MaxF y 30 % de $E_0$.

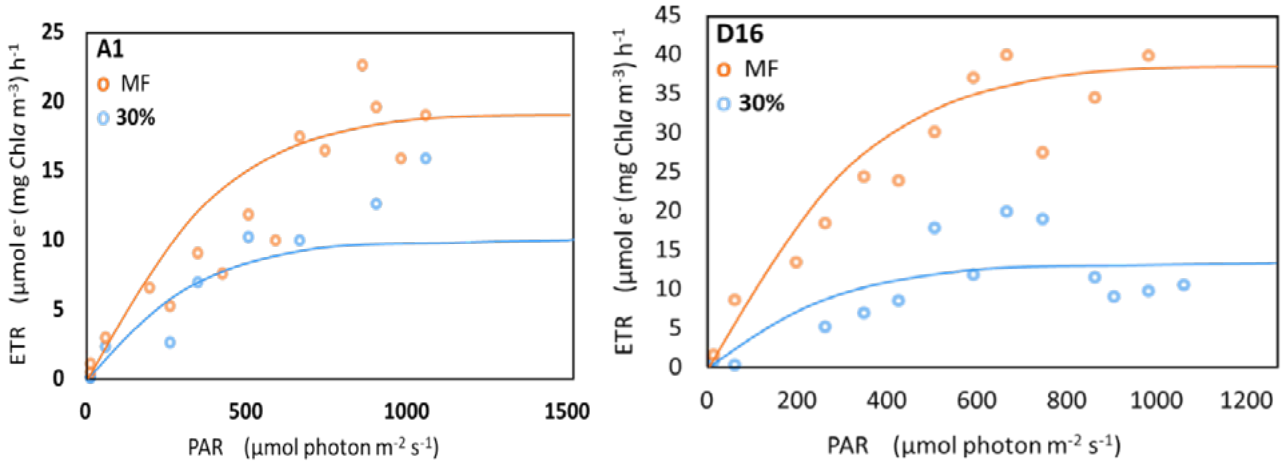



**Figura 2. Curvas tasa de trasferencia de electrones -Irradiancia (ETR-E) al 30% de Eo y del Máximo de fluorescencia (MaxF), en las Región de Perdido (RP) estación A1 y en la Región de Coatzacoalcos (RC) estación D16, en el Golfo de México durante el crucero MMF-03.**

Los resultados por estación se muestran en el Cuadro 1; el parámetro de tasa de transferencia de electrones máxima normalizado por la Chl*a* ($ETR^B_m$) en la RP mostro el valor más bajo en la estación A4 en el MF 3.2 µmol $e^-$ (mg Chl*a* $m^{-3}$) $h^{-1}$ y el valor más alto en la estación B5 en el MF 25.6 µmol $e^-$ (mg Chl*a* $m^{-3}$) $h^{-1}$; para la región de Coatzacoalcos el valor más bajo se registró en la estación C11 en el

30% de $E_0$ 1.8 µmol $e^-$ (mg Chl*a* $m^{-3}$) $h^{-1}$, el valor más alto se midió en la estación C10 en el MF 39 µmol $e^-$ (mg Chl*a* $m^{-3}$) $h^{-1}$.

El parámetro de máxima utilización de la luz ($\alpha^B$) en la RP fue mayor en la estación B5 en el 30 % de 0.055 µmol e- (mg Chl*a* $m^{-3}$) µmol photon $m^{-2}$ $s^{-1}$ el valor menor se observó en la estación A1 en la profundidad MF de 0.005 µmol e- (mg Chl*a* $m^{-3}$) µmol photon $m^{-2}$ $s^{-1}$. Para Coatzacoalcos el parámetro mayor se registró en la estación C11 en el MF con 0.077 µmol e- (mg Chl*a* $m^{-3}$) µmol photon $m^{-2}$ $s^{-1}$, el parámetro más bajo se registró en la estación D17 en el 30 % de $E_0$.

**Cuadro 1. Curvas tasa de trasferencia de electrones e Irradiancia (ETR-E) del 30% de $E_o$ y Máximo de fluorescencia (MaxF), en las Región de Perdido (RP) y Coatzacoalcos (RC) en el Golfo de México durante el crucero MMF-03.**

| | | | Parámetros fotosintéticos | | |
|---|---|---|---|---|---|
| **Región** | **Estación** | **Profundidad** | **$ETR^B_m$** | **$\alpha^B$** | **$E_K$** |
| R Perdido | A1 | 30% | 11.87 | 0.027 | 408.5 |
| | | MF | 9.96 | 0.005 | 1167.7 |
| | A4 | 30% | 11.3 | 0.014 | 248.2 |
| | | MF | 3.2 | 0.007 | 430.8 |
| | B5 | 30% | 8.3 | 0.055 | 94 |
| | | MF | 25.6 | 0.006 | 781.2 |
| | B9 | 30% | 18 | 0.008 | 2249.7 |
| | | MF | 17.6 | 0.007 | 2433.2 |
| R. Coatzacoalcos | C10 | 30% | 27.2 | 0.047 | 668.5 |
| | | MF | 39.7 | 0.034 | 1480.0 |
| | C11 | 30% | 1.8 | 0.006 | 278.7 |
| | | MF | 26.8 | 0.077 | 599.4 |
| | C13 | 30% | 10.2 | 0.010 | 977.5 |
| | | MF | 34 | 0.006 | 6007.6 |
| | C14 | 30% | 19.7 | 0.017 | 649.3 |
| | | MF | 3.2 | 0.008 | 551.9 |
| | D16 | 30% | 34.2 | NAN | 165.6 |
| | | MF | 2.3 | 0.019 | 126.3 |
| | D17 | 30% | 2.8 | 0.001 | 518.0 |
| | | MF | 30.5 | 0.077 | 394.7 |

NAN: dato no fue posible calcular. $ETR^B_m$= µmol $e^-$ (mg Chl*a* $m^{-3}$) $h^{-1}$; $\alpha^B$= µmol e- (mg Chl*a* $m^{-3}$) µmol photon $m^{-2}$ $s^{-1}$, $E_K$ = µmol photon $m^{-2}$ $s^{-1}$

El parámetro de fotoaclimatación Ek para la RP fue mayor en la estación B9 en la profundidad MF con el valor de fotoaclimatación de 2433.2 µmol photon $m^{-2}$ $s^{-1}$ y el índice más bajo se registró en la estación B5 en la profundidad 30% de $E_0$ con un valor de 94 µmol photon $m^{-2}$ $s^{-1}$. Para la región de Coatzacoalcos el parámetro más alto se registró en la estación C13 con un índice de 60007.6 µmol photon $m^{-2}$ $s^{-1}$ y el parámetro más bajo se registró en la estación D16 en el MF con un índice de 126 µmol photon $m^{-2}$ $s^{-1}$.

Los resultados de los parámetros fotosintéticos son importantes porque nos aportan información relevante sobre el estado fisiológico de la comunidad fitoplanctónica y su capacidad de fijar carbono. El parámetro de máxima transferencia de electrones ($ETR^B_m$) mostró de manera general que en ambas regiones que las tasas máximas de $ETR^B_m$ se presentan en la superficie (30 % de $E_0$) en comparación con el MF, es decir, las comunidades asociadas al 30% de $E_0$ tiene una mayor capacidad de transferir electrones en el fotosistema II (PSII), por consiguiente, una mayor capacidad de que los electrones incidentes en los fotosistemas se usen en la fijación de carbono. Lo anterior, es apoyado con los resultados encontrados en las tasas de $^{13}$C-PP, mayores en los primeros metros de profundidad.

Por su parte, el parámetro $\alpha^B$ es usado como un indicador de la capacidad de fijar carbono a bajas irradiancias, es decir, este parámetro nos puede indicar si una comunidad esta aclimatada altas o bajas

irradiancias, en este crucero encontramos de manera general valores de $\alpha^B$ bajas (< 0.01 µmol e- (mg Chl*a* $m^{-3}$) µmol photon $m^{-2}$ $s^{-1}$) en las curvas del MF. En relación al parámetro $E_k$ es muy utilizado en estudios de fotoaclimatación porque es un parámetro que no depende de las unidades de medición y muestra la capacidad de fotoaclimatación a la luz incidente de las comunidades fitoplanctónica, en este crucero de manera general se encontraron los valores más altos en la profundidad de MF, lo que nos indica que estas comunidades se saturaban a mayor irradiancia, es decir, que la luz en estas comunidad pude ser la limitante en la fijación de carbono.

En el Proyecto de Malla Fina se han realizado tres cruceros, MMF-01 (marzo-16), coincidiendo con el periodo en el que se presentan los mínimos de temperatura, y MMF-02 (septiembre de 2016) coincidiendo con el periodo de máxima temperatura de julio a septiembre y MMF-03 que se realizó finales de mayo del 2018 y coincide con finales de la primavera (Müller-Karger *et al.*, 1991). Al comparar las distintas regiones estudiadas se aprecian diferencias en la distribución y en la magnitud de los valores de producción primaria al integrar el espesor de la columna de agua muestreada.

En cuanto a las condiciones fisiológicas de la comunidad fitoplanctónica, estudiadas a través de las curvas fotosíntesis-irradiancia, encontramos que los parámetros fotosintéticos también presentaron variación entre áreas y entre cruceros. Por ejemplo, en el crucero de MMF01 la $P^B_M$ fue mayor (2.6 mg C (mg $m^{-3}$) $h^{-1}$) en Coatzacoalcos, pero MMF-02 los valores mayores (5.94 mg C (mg $m^{-3}$) $h^{-1}$) se presentaron en Perdido. Se ha reportado que, cuando el fitoplancton se aclimata a baja irradiancia, la $P^B_M$ disminuye y viceversa (Falkowski y Owens, 1980). Lo anterior se ha atribuido a la variación de clorofila en el interior de las células fitoplanctónicas (Lefebvre *et al.*, 2012).

## Conclusiones

Sobre las condiciones fisiológicas de la comunidad fitoplanctónica, estudiadas a través de las curvas fotosíntesis-irradiancia, encontramos que los parámetros fotosintéticos también presentaron variación entre áreas y entre cruceros, siendo los máximos valores durante primavera.

## Agradecimientos

Al CICESE y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo a través del proyecto “Implementación de redes de observación oceanográficas (físicas, geoquímicas, ecológicas) para la generación de escenarios ante posibles contingencias relacionadas a la exploración y producción de hidrocarburos en aguas profundas del Golfo de México, de la SENER y en especial a todas las personas involucradas en la exhaustiva toma de datos durante las campañas oceanográficas.

## Literatura citada

Bassols-Batalla, A. 1977. Geografía Económica de México. 3er. ed. Trillas. 440 p.

Bouman, H. A., T. Platt, G. W. Kraay, S. Sathyendranath and B. D. Irwin. 2000. Bio-optical properties of the subtropical North Atlantic. I. Vertical variability. Mar. Ecol. Prog. Ser. 200:3-18.

Falkowski, P. G. and T. G. Owens. 1980. Light-shade adaptation strategies in marine phytoplankton. Plant. Physiol. 66:592-595.

Jassby, A. D. and T. Platt. 1976. Mathematical formulation of the relationship between photosynthesis and light for phytoplankton. Limnot. Oceanog. 21:540-547.

Lefebvre, S., P. Claquin, F. Orvain, B. Véron and L. Charpy. 2012. Spatial and temporal dynamics of size-structured photosynthetic parameters (PAM) and primary production (13C) of pico- and nano-phytoplankton in an atoll lagoon. Mar Pollut Bull. 65:478-89.

Müller-Karger, F. E., J. J. Walsh, R. H. Evans and M. B. Meyers. 1991. On the seasonal phytoplankton concentration and sea surface temperature cycles of the Gulf of Mexico as determined by satellites. Journal Geophysical Research 96:645-665.

# 2.26. Producción fitoplanctónica en las regiones de Perdido y Coatzacoalcos del Golfo de México durante invierno y primavera 2016 y verano 2018

**Mirabal U.**[1]; Lara-Lara J. R.[1]; Mercado A.[1]; de la Cruz M.[1]; Bazán C.; Mariano M.[1]; Linacre L. y Sánchez C.[1]

[1]Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. Carretera Ensenada-Tijuana, No. 3918, Zona Playitas, C.P. 22860, Ensenada, B.C. México.
Autor para correspondencia: rlara@cicese.mx

## Resumen

Con el propósito de entender las respuestas de los potenciales impactos de los derrames de petróleo en la biomasa (Cl*a*) y las tasas de producción del fitoplancton (PP) en las regiones de Perdido y Coatzacoalcos en el Golfo de México (GoM), se realizaron tres campañas oceanográficas. Para tal fin, se hicieron experimentos de producción primaria *in situ*, en las dos primeras campañas en invierno y verano se utilizó el método del radiocarbono ($^{14}C$) y en la última en primavera, el método del isotopo estable ($^{13}C$). Las tasas de PP variaron desde 55 a 158 mg C $m^{-2}$ $día^{-1}$, siendo mayores a finales de invierno, el promedio de la clorofila *a* integrada a través de la zona eufotica, fue similar en ambas zonas, 37 ±5.3 mg $m^{-2}$ en la región de Perdido y 38.6 mg $m^{-2}$ en Coatzacoalcos, de igual manera, las tasas integradas diarias de la producción del fitoplancton fueron similares, alrededor de 71 mg C $m^{-3}$ $día^{-1}$, estos valores son alrededor del 30% de ambientes en sistemas de surgencias. El principal factor de esta variabilidad son las variaciones en la profundidad de la capa de mezcla y la poca disponibilidad de nutrientes nuevos para realizar la fotosíntesis, situaciones típicas en ambientes oligotróficos.

**Palabras clave:** *derrames petróleo*; *productividad fitoplancton*; *clorofila*; *Golfo de México.*

## Abstract

In order to understand the responses of the potential impacts of oil spills on phytoplankton biomass (Chl*a*) and primary production rates (PP) in the Perdido and Coatzacoalcos regions of the Gulf of Mexico (GoM), three oceanographic campaigns were conducted in those regions. For this purpose, *in situ* primary production experiments were carried out, in the first two seasons winter and summer the radiocarbon method was used ($^{14}C$) and in the last in spring the stable isotope method ($^{13}C$) was used. Rates of PP varied from 55 to 158 mg C $m^{-2}$ $day^{-1}$, being higher at the end of Winter, these values were about 30% of the rates in upwelling áreas. Several factors may be affecting this region, the main one, is the variability of the mixed layer depth and the availability of new nutrients to perform new photosynthesis, these are typical situations in oligotrophic environments.

**Key words:** *oil spills*; *phytoplankton productivity*; *chlorophyll*; *Gulf of Mexico.*

## Introducción

La gran diversidad de ecosistemas costeros y oceánicos presentes en el GoM están sometidos a una combinación de factores no naturales que los hacen vulnerables o susceptibles a ser modificados o eliminados por completo (Sullivan-Sealey y Bustamante, 1999). Entre las amenazas se encuentran la intensa actividad petrolera, plataformas de extracción, refinerías y súper buques tanques que transportan el crudo; lo que hace que el golfo sea altamente vulnerable a los derrames de hidrocarburos (Sun *et al.*, 2015), por ejemplo, el ocasionado por la explosión de la plataforma Deepwater Horizon en 2010

(Thiffeault, 2010). Para entender los cambios en la biomasa (Chl*a*) y producción del fitoplancton (PP), así como su posible impacto en la trama trófica de la zona, es necesario contar con información en diversas escalas de variabilidad temporal y espacial, sin embargo, son pocos los trabajos de PP *in situ* que se han realizado en el golfo. La base de datos de tasas de PP más completa fue publicada por El Sayed, 1972.

En vista de los problemas con el manejo de isótopos radioactivos $^{14}C$, se ha propuesto el uso del isotopo estable $^{13}C$-PP por Slawyk *et al*. (1977), el cual ha mostrado buenos resultados en diferentes ambientes tanto oligotróficos como eutróficos. Es así que el objetivo de este trabajo fue el aumentar la base de datos de las tasas de PP de los ambientes mencionados en el Golfo de México, usando como método alternativo el $^{13}C$.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El Golfo de México (GoM) es un cuerpo de agua semi-cerrado que se conecta al Océano Atlántico por el estrecho de Yucatán y el estrecho de Florida. En su litoral de ~4000 km, presenta la desembocadura de varios ríos siendo el Grijalva-Usumacinta el más importante en cuanto a su aporte (55%) de las descargas fluviales en la vertiente del Golfo, 10 veces más que el río Bravo (Bassols-Batalla, 1977).

La presente investigación se realizó en las cuencas de Perdido y Coatzacoalcos en el Golfo de México, las cuales tienen un potencial petrolero importante.

### *Metodología*

En el crucero del subproyecto: procesos y ciclos biogeoquímicos en las cuencas de Perdido y Coatzacoalcos en el Golfo de México (cruceros Malla Fina) realizado del 26 de mayo al 12 de junio del 2018, se efectuaron 10 experimentos *in situ* para determinar las tasas de producción primaria ($^{13}C$-PP) en la zona eufótica (Figura1).

Por restricciones de uso de isotopos radioactivos se optó por remplazar el isotopo radiactivo $^{14}C$ por la metodología que usa el isótopo estable $^{13}C$ ($^{13}C$-PP), descrita por Slawyk *et al*. (1977), Hama *et al.*, 1983 y modificado por Fernández *et al.*, 2005.

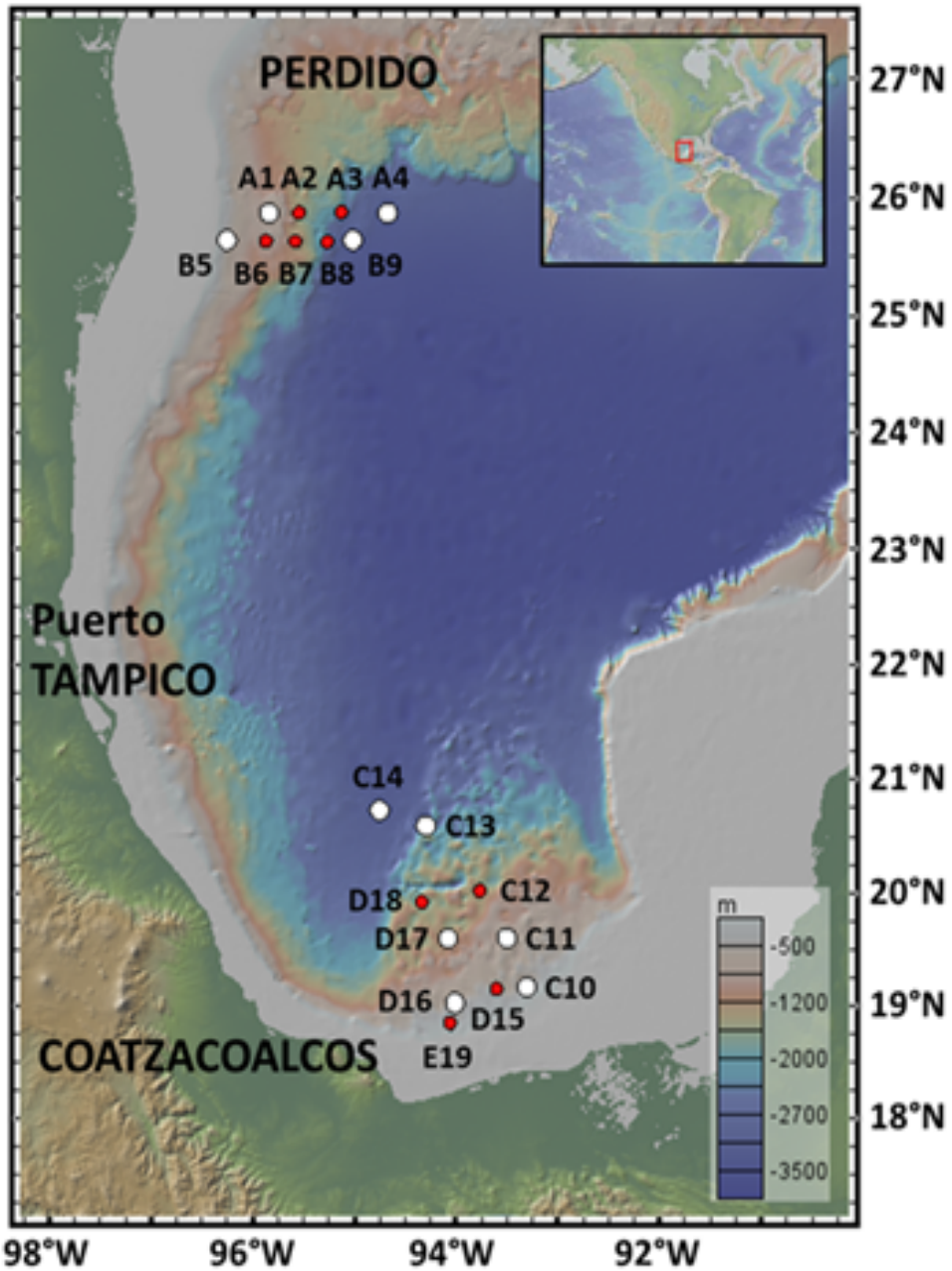



**Figura 1. Estaciones muestreadas durante la Campaña oceanográfica MMF-03.**
Círculos en blanco: estaciones de experimentos $^{13}$C-PP y círculos rojos: estaciones de rutina.

La colecta de agua para los experimentos de producción primaria se realizó con botellas Niskin, de 20 L de capacidad, acopladas a una Roseta-CTD con sensores para el registro de temperatura, conductividad, salinidad y fluorescencia. Las muestras de agua se colectaron en 6 profundidades correspondientes al 100, 50, 30, 10 y 1% de $I_0$ y en el máximo de fluorescencia (MF), estas se calcularon con la profundidad del Disco de Secchi. Las muestras fueron analizadas en un espectrómetro de masas de radio isotopos Delta Plus xL (EA-IRMS) en el laboratorio de SIF-UC Davis (Stable isotope facility, Universidad de California, Davis) (https://stableisotopefacility.ucdavis.edu/). La incorporación absoluta de $^{13}$C por el fitoplancton después de la incubación ($^{13}$C-PP, mg C m$^{-3}$ h$^{-1}$) se calculó de la siguiente manera:

$$^{13}C - PP = \left[\left(\frac{(\delta^{13}C_{inc.} - \delta^{13}C_{osc.})}{(\delta^{13}C_{DIC-Tot.} - \delta^{13}C_{DIC-Nat.})}\right) x\ POC\right] / t \qquad \text{(Ec. 1)}$$

donde, $\delta^{13}C_{inc.}$ Se refiere a la concentración de $^{13}C$ en las muestras que fueron incubadas, mientras que, $\delta^{13}C_{osc.}$ corresponde al valor de $^{13}C$ obtenido de la botella oscura después de la incubación. $\delta^{13}C_{DIC-Tot.}$ se refiere a la sumatoria del carbono inorgánico total natural de las muestras más la cantidad de inoculo de $NaH^{13}CO_3$ añadido a cada muestra, la concentración se calcula considerando el% atómico de $NaH^{13}CO_3$ añadido (pureza del compuesto añadido, indicado en la etiqueta del reactivo) se recomienda usar el más puro (99.8% atom. $^{13C}$, < 3 atom. $^{18o}$: Sigma-Aldrich). $\delta^{13}C_{DIC-Nat.}$ se refiere a la concentración natural de $^{13}C$ en las muestras naturales (sin enriquecer) en este estudio se consideró constante (0.01112, valor absoluto). POC corresponde a la concentración de carbono orgánico particulado de las muestras incubadas (mg C $m^{-3}$) y t refiere al tiempo de incubación en horas, en este estudio fueron 6 h.

Para el cálculo de $\delta^{13}C_{DIC-Tot.}$ Se consideró la razón isotópica $^{13}C/^{12}C$ como sigue:

$$\mu M^{13}C_{DIC} = (DIC)\ x\ \left[\left(\%\ Atom.\ ^{13}C\right)/100\right] \qquad \text{(Ec. 2)}$$

$$\mu M^{12}C_{DIC} = (DIC)\ x\ \left[\left(100 - \%\ Atom.\ ^{13}C\right)/100\right] \qquad \text{(Ec. 3)}$$

La integración diaria (mg C $m^{-2}$ $d^{-1}$) se realizó de acuerdo al modelo de curva P-E descrito por Vollenweider (1965).

## Resultados y Discusión

En este crucero se realizaron por primera vez, experimentos de PP con el isotopo estable $^{13}C$ (los dos cruceros anteriores (MMF-01 y 02) se realizaron con $^{14}C$, un isotopo radiactivo). En este trabajo, solo se presentan los resultados de seis experimentos de $^{13}C$-PP *in situ*, 3 para la región de Perdido y 3 para Coatzacoalcos. En la Figura 2, se presenta la distribución vertical de las tasas de producción primaria (mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$) por regiones. Se muestran 6 experimentos, 3 en la región de Perdido (RP) y 3 en la región de Coatzacoalcos (RC). Los perfiles de RP muestran que la estación A1 presentó la tasa más alta asociada al máximo profundo de fluorescencia (MaxF), vario entre 0.134 mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$ (100% de $E_0$) a 1.06 mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$ (MaxF= 89 m) con una tasa promedio de 0.543 mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$. La estación B5 presentó la tasa más alta de 0.589 mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$ en el 30% de luz (~27 m) con un intervalo de variación de 0.06 (100% de $E_0$) y 0.0589 mg C $m^{-3}$ $h^{-1,}$ la tasa promedio en todo el perfil fue 0.365 mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$. La estación B9 mostró la tasa más alta de 0.382 mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$, asociado al MaxF (~99 m) y la tasa más baja cercana a la superficie (0.069 mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$). La tasa promedio integrada hasta la zona eufótica para toda la región de Perdido fue de 31 ± 5 mg C $m^{-2}$ $h^{-1}$.

Los perfiles de la región de Coatzacoalcos mostraron una tasa promedio integrada de 31.2 ±18.3 mg C $m^{-2}$ $h^{-1}$. La estación C14 presento la tasa más alta de 1.05 mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$ asociada al MaxF (~62 m) su tasa más baja fue 0.129 mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$ se presentó en la profundidad de 10% de Luz, la tasa promedio en todo el perfil fue 0.760 mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$. La estación más costera de esta región C10 presentó una tasa promedio en todo el perfil de 0.313 mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$, la tasa más alta se midió en el 30% de luz (~18 m) fue de 0.498 mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$, la tasa más baja se presentó en el 1% de luz (~73 m). La estación D17 mostró la tasa más alta asociada al máximo profundo de fluorescencia (~85.4) fue de 0.360 mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$, la tasa más baja se midió en el 1% de luz (~76 m). La tasa promedio integrada hasta la zona eufótica para toda la región Coatzacoalcos fue de 31.7 ± 18.3 mg C $m^{-2}$ $h^{-1}$.

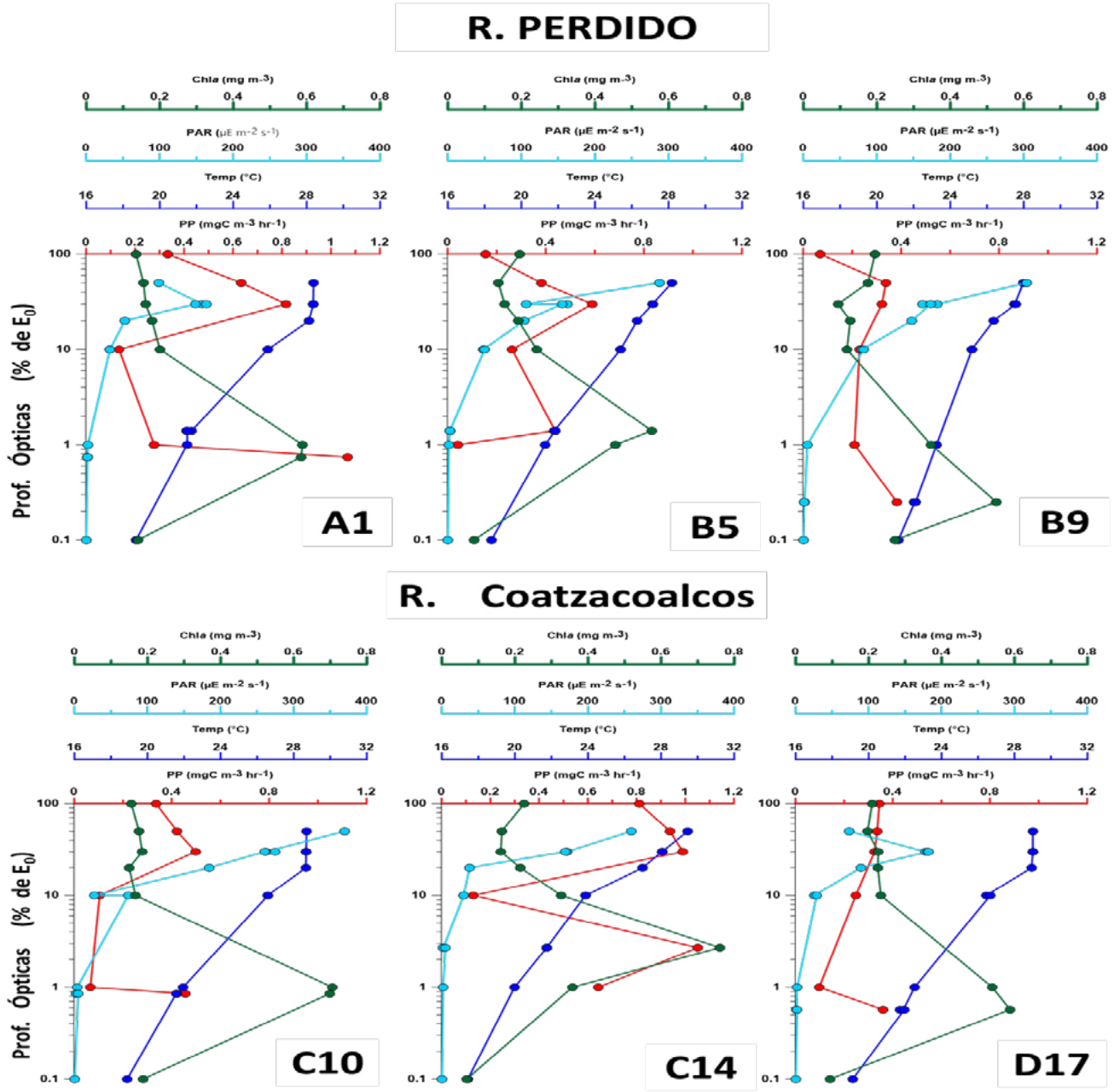



**Figura 2. Distribución vertical de la producción primaria ($^{13}$C-PP) en estaciones localizadas en las regiones de Perdido (RP) y Coatzacoalcos (RC) en el Golfo de México durante el crucero Malla Fina-03.**

Las tasas de producción primaria integrada (mg C m$^{-2}$ h$^{-1}$) más alta se registró en la estación C14 en la región de Coatzacoalcos con una tasa de 57.6 mg C m$^{-2}$ h$^{-1}$ y la tasa integrada más baja se midió en la estación C10 también en Coatzacoalcos (17.2 mg C m$^{-2}$ h$^{-1}$). En la región de Perdido la tasa integrada más alta se registró en la estación B5 (36.8 mg C m$^{-2}$ h$^{-1}$) y la más baja se presentó en la estación B9 (24.9 mg C m$^{-2}$ d$^{-1}$). Sin embargo, no hubo diferencias en los valores de las tasas promedio entre zonas (ambas ~31 mg C m$^{-2}$ h$^{-1}$) (Figura 3).

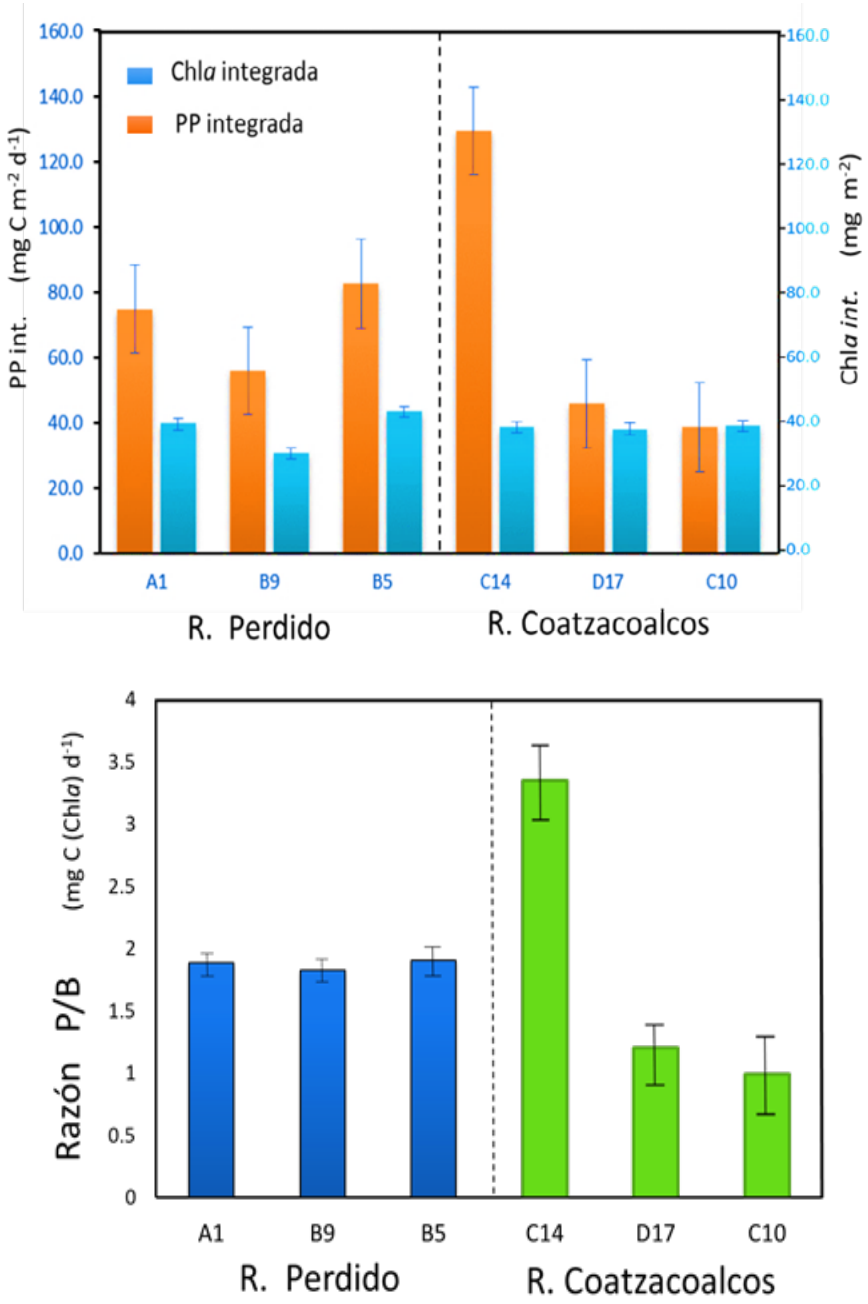



**Figura 3. Producción primaria (mg C m$^{-2}$ d$^{-1}$) y clorofila *a* (mg m$^{-2}$) integradas en la zona eufótica y las razones P/B en estaciones localizadas en las Regiones de Perdido (RP) y Coatzacoalcos (RC) en el Golfo de México durante el crucero Malla Fina -03.**

Con relación al promedio de la profundidad de zona eufótica la RP fue 18 m más profunda con respecto a Coatzacoalcos (~114 ± 2.9 m). El promedio de la clorofila a fue similar en ambas zonas, 37 ±5.3 mg m$^{-2}$ en la RP y 38.6 mg m$^{-2}$ en Coatzacoalcos. De igual manera, las tasas integradas diarias mostraron valores promedio similares ~71 en ambas zonas. La estación C14 (Coatzacoalcos) presentó la tasa diaria más alta (129.3 mg C m$^{-2}$ d$^{-1}$), la tasa más baja se registró en la estación C10 (38.6 mg C m$^{-2}$ d$^{-1}$) también en la región de Coatzacoalcos. En Perdido la tasa diaria más alta se registró en la estación B5 con un valor de 82.6 mg C m$^{-2}$ d$^{-1}$, la tasa más baja fue de 55.9 mg C m$^{-2}$ d$^{-1}$ y se midió en la estación B9.

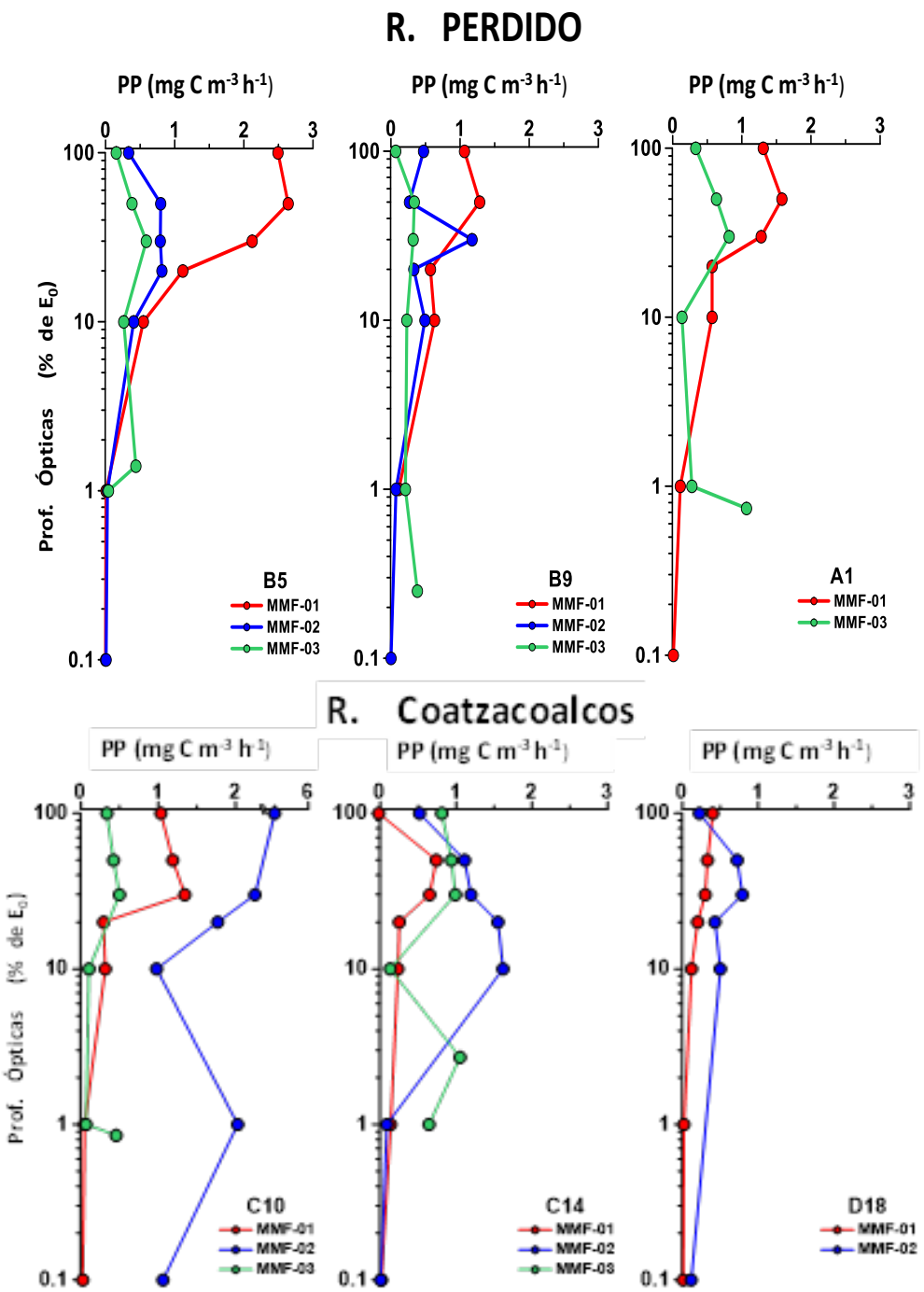



**Figura 4. Distribución vertical de la producción primaria de las estaciones muestreadas (B5, B9 y A1) en los tres cruceros de Malla Fina localizadas en las regiones de Perdido (RP) y Coatzacoalcos (RC) en el Golfo de México.**

La Figura 4 también muestra que los perfiles de MMF-03 están más asociados a las tasas de PP de MMF-02 y que MMF-01 fue época más productiva en la región de Perdido. Lohrenz *et al*. (1999) reportaron valores de PP similares para las costas de Louisiana y Texas y le atribuyen sus altas tasas de PP los procesos de mesoescala imperantes en la zona como remolinos y surgencias locales y aporte de nutrientes nuevos por ríos.

Por otro lado, en la región de Coatzacoalcos (Figura 4) ocurren situaciones diferentes y contrastantes a lo largo de los 3 cruceros estudiados. Los perfiles de las tasas de PP, en esta región el crucero con mayor tasa de PP fue MMF-02 (ver estación C10 > 1mg C $m^{-3}$ $h^{-1}$). Se ha descrito que este crucero estuvo

influenciado por dos remolinos alternos (ver informe hidrografía), además, se detectó intrusión de agua baja en salinidad en las estaciones más costeras, por tanto, estos variables tuvieron fuerte efecto en el incremento de la PP en esta región. La estación D18 solo se muestreo en los dos primeros cruceros y muestra un comportamiento similar a Perdido, por lo que se infiere que esta estación no estuvo bajo la influencia de procesos de mesoescala.

Los resultados de la integración diaria de las tasas de PP para la región de Coatzacoalcos mostraron valores más altos a los reportados en literatura, Lohrenz *et al*. (1999), reportan valores promedio diarios de ~150 mg C $m^{-2}$ $d^{-1}$. Asimismo, El Sayed (1972) también reporta valores similares de PP en todo el GoM. Sin embargo, Biggs y Ressler, (2001), reconocen que hay lugares con valores altos de PP (> 200 mg C $m^{-2}$ $d^{-1}$) que ocurren donde hay valores altos de nutrientes por la dinámica muy local asociada a remolinos y el cizallamiento de estos con las aguas aledañas, aún en aguas con profundidades > 300 m, estas razones permiten corroborar que estos valores de PP son debido a procesos de mesoescala que incrementan la PP. En los cruceros MMF-01 y -03 no se observa un patrón estacional claro.

## Conclusiones

Las tasas de PP variaron desde 55 a 158 mg C $m^{-2}$ $dia^{-1}$, siendo mayores a finales de invierno, el promedio de la clorofila *a* integrada a través de la zona eufotica fue similar en ambas zonas, 37 ±5.3 mg $m^{-2}$ en la región de Perdido y 38.6 mg $m^{-2}$ en Coatzacoalcos, de igual manera, las tasas integradas diarias de la producción del fitoplancton fueron similares, alrededor de 71 mg C $m^{-3}$ $dia^{-1}$, estos valores son alrededor del 25 al 30% de ambientes en sistemas de surgencias. El principal factor de esta variabilidad son las variaciones en la profundidad de la capa de mezcla y la poca disponibilidad de nutrientes nuevos para realizar la fotosíntesis, situaciones típicas en ambientes oligotróficos.

## Agradecimientos

Al CICESE y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo a través del proyecto “Implementación de redes de observación oceanográficas (físicas, geoquímicas, ecológicas) para la generación de escenarios ante posibles contingencias relacionadas a la exploración y producción de hidrocarburos en aguas profundas del Golfo de México”, de la SENER y en especial a todas las personas involucradas en la exhaustiva toma de datos durante las campañas oceanográficas.

## Literatura citada

Bassols-Batalla, A. 1977. Geografía Económica de México. 3er. ed. Trillas. 440 p.

Biggs, D. C. and P. H. Ressler. 2001. Distribution and abundance of phytoplankton, zooplankton, ichthyoplankton and micronekton in the Deepwater Gulf of Mexico. Gulf of Mexico Science 19:7-29.

El Sayed, S. 1972. Primary productivity and standing crop of phytoplankton. pp 8-13. *In*: Bushnell, V. (ed). Chemistry, primary productivity and benthic algae of the Gulf of Mexico. Vol. 22, Serial atlas of the marine environment (Folio 22). American Geographical Society. Brooklyn, NY, USA.

Fernández, C., P. Raimbault, N. García and P. Rimmelin (2005) An estimation of annual new production and carbon fluxes in the northeast Atlantic Ocean during 2001. J. OF GEO. RES. 110:1-15.

Hamma, T., T. Miyazaki, Y. Ogawa, T. Iwakuma, M. Takahashi, A. Otsuki and S. Ichimura. 1983. Measurement of photosynthetic production of marine phytoplankton population using a stable 13C isotope. Marine Biology 73:31-36.

Jassby, A. D. and T. Platt. 1976. Mathematical formulation of the relationship between photosynthesis and light for phytoplankton. Limnot. Oceanog. 21:540-547.

Lohrenz, S. A., D. A. Wiesenburg, R. A. Arnone and X. Chen. 1999. What controls primary production in the Gulf of Mexico?. pp. 151-170. *In*: Kumpf, H., K. Steidinger and K. Sherman (eds.). The Gulf of Mexico large marine ecosystem. Blackwell Science Ltd.

Slawyk, G., Y. Collos and J. C. Auclair. 1977. The use of the $^{13}C$ and $^{15}N$ isotopes for the simultaneous measurement of carbon and nitrogen turnover rates, Limnol. Oceanogr. 22:925-932

Sullivan-Sealey, K. and G. Bustamante, 1999. Setting geographic priorities for marine conservation in Latin America and the Caribbean. The Nature Conservancy. Arlington, VA (USA). 125 p.

Sun, S., C. Hu and J. W. Jr. Tunnell. 2015. Surface oil footprint and trajectory of the Ixtoc-I oil spill determined from Landsat/MSS and CZCS observationes. Marine Pollution Bulletin 101:632-641.

Thiffeault, J.-L. 2010. Chaos in the Gulf. Science 330:458-459

Vollenweider, R. A. 1965. Calculations models of photosynthesis-depth curves and some implications regardings day rate estimates in Primary Productivity measurements, p. 425-457. *In*: Goldman, C. R. (ed.). Prymary Productivity in Aquatic Enviroments. 1$^{st}$. Ital. Idrabiol. 18 Suppl. Press. Berkeley. University of California. 464 p.

# 2.27. Intensificación en el patrón estacional de la materia particulada en hundimiento en Cuenca Alfonso, Golfo de California, y el impacto del ciclón tropical "Lidia"

**Aguirre-Bahena Fernando**[1]; Lara-Lara Ruben[2]; Pérez-Burguez Mara Y.[3]; González-Rodríguez Eduardo[2] y Ulloa-Todasky Nathalia[3]

[1]Instituto Politécnico Nacional, Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas. Av. IPN s/n Col. Playa Palo de Santa Rita, CP 23096, La Paz B.C.S. México.
[2]Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918, Zona Playitas, C.P. 22860, Ensenada, B.C.
[3]Universidad Autónoma de Baja California Sur, Carretera al Sur km 5.5., Apartado Postal 19-B, C.P. 23080, La Paz, B.C.S.
Autor para correspondencia: faguirre@ipn.mx

## Resumen

De 2002 a 2012 se documentó la variabilidad en la magnitud y composición de la materia en hundimiento en Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz. No se evidenció un patrón estacional, aunque los flujos de masa total (FMT) y carbono orgánico ($fC_{org}$), fueron más altos en otoño-invierno, con valores promedio de 0.82 y 0.049 g $m^{-2}d^{-1}$. En contraste, durante primavera-verano éstos fueron de 0.45 y 0.039 g $m^{-2}d^{-1}$. En este periodo, ocasionalmente, se registraron flujos cercanos a cero, particularmente en junio y julio. También, se cuantificó el impacto de los ciclones que arriban a la bahía. El FMT y $fC_{org}$ alcanzaron valores promedio de 2.99 y 0.121 g $m^{-2}d^{-1}$. Ahora, después de cuatro años, se instaló en 2016 y se recuperó una trampa de sedimentos en 2017. Los datos recientes revelan un periodo largo con FMT mínimos de $73x10^{-6}$ g $m^{-2}d^{-1}$, que se extendió desde febrero hasta septiembre 2017. El resto del tiempo los FMT y $fC_{org}$ tuvieron valores de 0.40 y 0.034 g $m^{-2}d^{-1}$. Los flujos bajos se interrumpieron con la llegada de la tormenta "Lidia" el 1° de septiembre de 2017. Los FMT y $fC_{org}$ se incrementaron a 1.32 y 0.061 g $m^{-2}d^{-1}$. Los datos satelitales registraron anomalías positivas de temperatura del mar de 4 °C en 2014, coincidentes con anomalías negativas de clorofila (~1 mg $m^{-3}$). En 2019 se recuperará otra serie de muestras que permitirá conocer si este evento de flujos bajos fue excepcional o el inicio de una intensificación del patrón estacional de la materia en hundimiento.

**Palabras clave:** *flujos verticales de carbono orgánico*; *materia particulada en hundimiento*, *Cuenca Alfonso Time-Series Station*; *trampas de sedimentos.*

## Abstract

From 2002 to 2012, the variability in the magnitude and composition of settling matter in Alfonso Basin, Bahía de La Paz, was documented. There was no evidence of a seasonal pattern, although the total mass (TMF) and organic carbon ($fC_{org}$) fluxes were higher in autumn-winter, with average values of 0.82 and 0.049 g $m^{-2}d^{-1}$. On the other hand, in spring-summer these values were 0.45 and 0.039 g $m^{-2}d^{-1}$. In this period, occasionally, fluxes close to zero were recorded, particularly in June and July. Besides, the impact of hurricanes arriving at the bay was quantified. The TMF and $fC_{org}$ reached average values of 2.99 and 0.121 g $m^{-2}d^{-1}$. Nowadays, after four years, in 2016 was installed a sediment trap and recovered in 2017. Recent data reveals a long period with minimum TMF of $73x10^{-6}$ g $m^{-2}d^{-1}$, which extended from February to September 2017. The rest of the time the TMF and $fC_{org}$ had values of 0.40 and 0.034 g $m^{-2}d^{-1}$. The low fluxes were interrupted with the arrival of the storm "Lidia" on September, 2017. The TMF and $fC_{org}$ increased to 1.32 and 0.061 g $m^{-2}d^{-1}$. The satellite data recorded positive anomalies of sea temperature of 4 °C in 2014, coinciding with negative chlorophyll anomalies (~1 mg $m^{-3}$). In 2019 another series of

samples will be recovered, that will allow us to know if this event of low fluxes was exceptional or the beginning of an intensification in the sedimentation pattern.

**Key words:** *vertical fluxes of organic carbon*; *settling particulate matter*; *Cuenca Alfonso Time-Series Station*; *sediment traps.*

## Introducción

### *Antecedentes*

Por más de una década (2002-2012) se monitoreó la variabilidad de la materia particulada en hundimiento (MPH), en términos de composición y magnitud, en la Estación de Serie de tiempo Cuenca Alfonso (CATS) en Bahía de La Paz. Así, este se ha convertido en el estudio más largo de su tipo. Comparativamente en los 90´s los únicos estudios duraron poco más de seis años (mediados de 1990 a 1996) y por breves periodos de tres (1996) y seis (1998) meses (Thunell, 1998b y Silverberg *et al*., 2004, respectivamente). Actualmente sólo existen cinco estudios, en funcionamiento, sobre la MPH, en el país; una revisión completa puede consultarse en Aguirre-Bahena *et al*. (en prensa).

El análisis de más de 350 muestras indica que flujo de masa de CA es dominado por la fracción litogénico (56%), cuantitativamente el $CaCO_3$ es el componente biogénico predominante (20%) seguido por el ópalo (Bio-$SiO_2$ = 14%) y el carbono orgánico (8.1%). Aunque la estacionalidad no es marcada como en otros ambientes más oceánicos y en latitudes más altas (Deuser y Ross, 1980; Deuser *et al*., 1981; Thunell, 1998a) los flujos, tendieron a ser más altos en el otoño e invierno asociados a los fuertes vientos y una capa de mezcla más profunda que promueve la productividad primaria (Silverberg *et al*., 2006, 2014). Por otra parte, en CA se documentó el impacto, en la magnitud y composición de los flujos incluyendo los cambios en el nanoplancton calcáreo, de tres huracanes. El FMT y el $fC_{org}$ promedio se incrementaron por un factor de ~5 y 3, respectivamente (Silverberg *et al*., 2006)

A pesar de que este esfuerzo de monitoreo no se suspendió formalmente en 2012, debido al malfuncionamiento de los equipos de colecta -después de más de tres décadas de uso- no se obtuvo información sobre este tópico. Sin embargo, gracias a una subvención de CONACYT se adquirieron nueva infraestructura y el programa de monitoreo (Cuenca Alfonso Time-Series Station) se reinició en 2016 con el objetivo central de seguir documentando la variabilidad estacional e interanual en los flujos del carbono y los elementos asociados. Así como entender cómo responde este ecosistema ante nuevos factores antropogénicos como el cambio climático (incluida la disminución del pH del agua de mar) y otros eventos naturales (Ciclones tropicales, El Niño-La Niña, etc.).

### *Ambiente de sedimentación*

Bahía de La Paz, por sus >2,500 $km^2$, es el cuerpo de agua más grande del Golfo de California. La profundidad de esta bahía aumenta gradualmente de sur a norte hasta aproximadamente 420 m en la depresión tectónica denominada Cuenca Alfonso (Figura 1). En esta cuenca se registran bajas concentraciones de oxígeno, los valores son < 1 mL $L^{-1}$ por debajo de los 100 m y < 0.5 mL $L^{-1}$ más allá de los 300 m (Aguirre-Bahena, 2007; Choumiline, 2011). Debido a esto la remineralización de la materia orgánica se limita y no permite la bioturbación en sedimentos a más de 400 m de profundidad. Esto último produce la formación de sedimentos laminados (Pérez-Cruz, 2006). Además, un umbral batimétrico disminuye la intensidad de la corriente. Todos estos factores lo que hace a CA un lugar ideal para realización de estudios sobre la MPH y otros de tipo paleoceanográfico.

Las cuencas de drenaje que rodean a Bahía de La Paz son muy estrechas y no existen ríos permanentes por lo que las descargas se restringen a un breve periodo de lluvias ocasionales (que contabilizan

alrededor de dos semanas al año) y no intensas con un promedio de 180 mm al año (Silverberg *et al*., 2014). Todo el Golfo de California presenta un patrón estacional en la dirección e intensidad del viento conocido como el monzón mexicano (Douglas *et al*., 1993). En Bahía de La Paz regularmente desde abril a octubre el viento proviene de SE y es más débil respecto al viento que de noviembre a marzo sopla del NW. Este patrón controla, en gran medida, en el transporte eólico de partícula litogénica que llegan a Cuenca Alfonso.

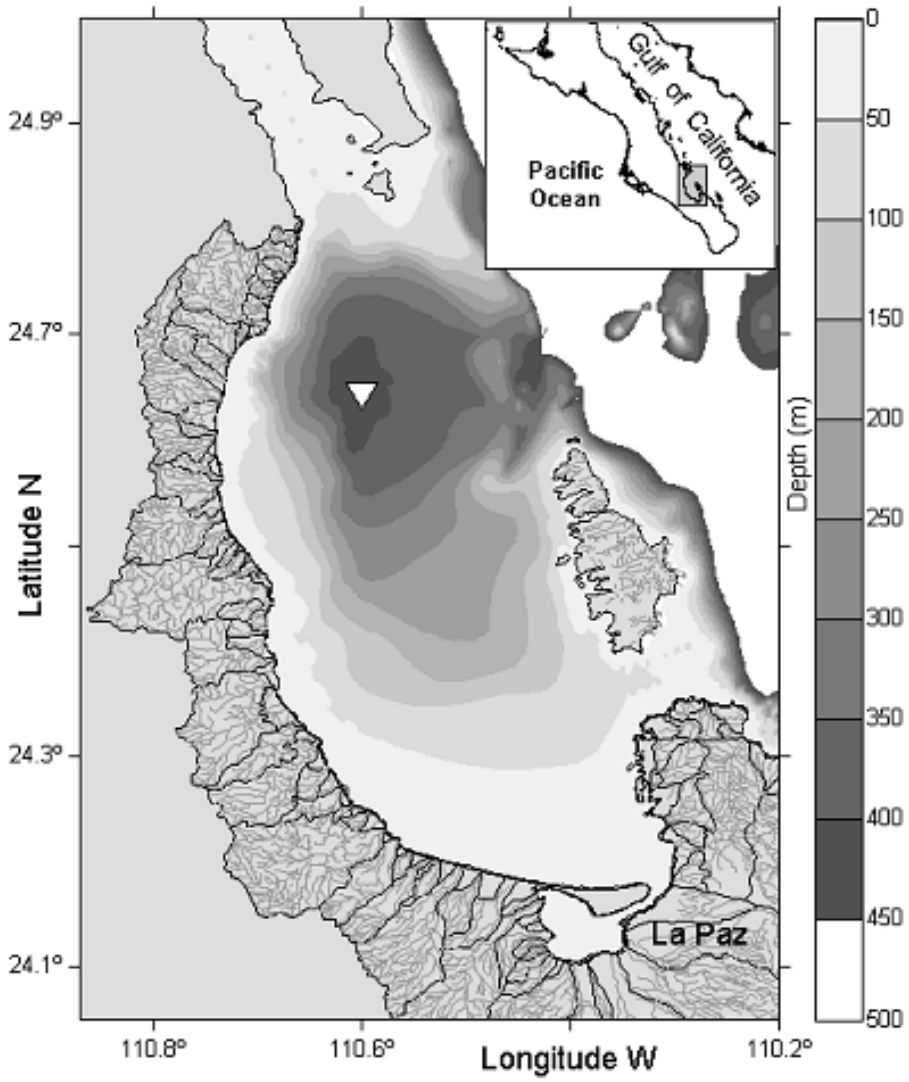



**Figura 1. Ubicación de la trampa de sedimentos indicada por el triángulo amarillo.**
Se muestra lo estrecho de la cuenca hidrológica y la batimetría de Bahía de La Paz.

## Materiales y Métodos

### *Trabajo de campo*

Tras una década de uso (En CA pero después de otros veinte años de ser adquirida) y de proporcionar una enorme cantidad de información la TS Technicap PPS 3/3 terminó su vida útil. Por este motivo (fallas en el mecanismo que causaron un par de instalaciones sin éxito en la colecta) durante cuatro años no se obtuvo información sobre los flujos verticales en CA. Sin embargo, en octubre de 2016 una nueva TS

tipo Parflux (Mark78H-21 de 0.5 $m^2$ de abertura) se instaló para colectar 21 muestras con una resolución d 18 días cada una. Así, en noviembre de 2017 se recuperó este equipo con la ayuda del B/O Alpha Helix.

Para preservar la materia orgánica las muestras se colectaron en botellas (de 500 mL) llenadas con una solución compuesta a base de agua de mar filtrada (con membranas de 0.45 µm tamaño de poro), formaldehído al 4% y amortiguada con tetraborato de sodio. La densidad de esta solución se incrementó hasta ~40 ups con NaCl de alta pureza para disminuir el intercambio con el agua de mar del ambiente (más detalles en Silverberg *et al*., 2014).

*Trabajo de laboratorio*

De las 21 muestras obtenidas sólo nueve (1-7 y 20-21) contuvieron suficiente material para realizarles el tratamiento y los análisis rutinarios. Inicialmente estas nueve muestras se tamizaron (luz de malla de 1 mm) para separar el zooplancton el cual convencionalmente no es considerado como parte del flujo de partículas (Silver y Gowing, 1991). A continuación, las muestras se dividieron en húmedo (en tubos de 50 mL y en tres casos, por la cantidad de material, en botes de 250 mL) con un fraccionador rotatorio McLane. Este aparato está diseñado para dividir en 5 (250 mL) o 10 (50 mL) alícuotas con una precisión, en ocasiones menor al 1%. En los tres casos en los que se dividieron en cinco fracciones, una de ellas se fraccionó nuevamente para obtener suficientes muestras incluyendo las de reserva. De éstas, cuatro se centrifugaron (a 3000 rpm por periodos de 5 min.), eliminando el sobrenadante y se lavaron con agua desmineralizada. Este proceso se realizó tres veces para eliminar completamente la solución preservadora y las sales del agua de mar incluyendo el NaCl agregado. Posteriormente las alicuotas se liofilizaron y se pesaron en una microbalanza Toledo con una precisión de 0.01mg Con los pesos se calcularon el Flujo de Masa Total (FMT). El material fue homogenizado y preparado para los diversos análisis químicos ($C_{org}$, $CaCO_3$, Bio-Si, elementos mayores y traza). Muestras húmedas se destinarán a los análisis biológicos (Foraminíferos, cocolitóforos, etc.).

Para la determinación de los contenidos de carbono orgánico aproximadamente 30 mg de material seco (contenido en tubos Eppendorf de 1.5 mL) se acidifico con HCl al 10% por dos o tres veces si aún se observaba efervescencia. Este procedimiento se hizo con el propósito de eliminar el $CaCO_3$. En seguida el material se centrifugó y lavo con agua desmineralizada en dos ocasiones. A las muestras (dos de ellas por triplicado) se les determinaron los contenidos de Carbono orgánico, Nitrógeno (y sus respectivos isotopos estables). Este procedimiento se realizó mediante un analizador elemental CHN (Micro Cube: Elementar Analysensysteme GMBH, Hanau, Germany) acoplado a un espectrómetro de masas de razones isotópicas (PDZ Europa 20-20, Sercon Ltd., Cheshire, UK) en un laboratorio (Stable Isotope Facility) de la Universidad de California en Davis.

En las 12 muestras restantes se observaron sólo algunos agregados por lo que se filtró toda la muestra a través de filtros pesados de fibra de vidrio (GF/F) Whatman® de 25 mm de diámetro. Los filtros se lavaron con 100 mL de agua desmineralizada y se secaron a 60 °C por algunas horas. Una vez secos, éstos se pesaron en la microbalanza y se usaron los pesos para cuantificar el FMT: Estas muestras aún no se han analizado para cuantificar el contenido de $C_{org}$ pero está planeado hacerlo en el corto plazo.

*Tratamiento y análisis de datos satelitales*

Con el objetivo de conocer las condiciones oceanográficas durante el periodo de estudio, se descargó y analizó datos de temperatura superficial del mar (TSM) y de clorofila a (Cla) de alta resolución temporal (diarias) y espacial (1x1 km y 4x4 km). Los datos de TSM se obtuvieron de la misión GHRSST (https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/JPL-L4UHfnd-GLOB-MUR) mientras que los de clorofila se descargaron del programa COPERNICUS (http://www.copernicus.eu/main/data-access).

Los datos se extrajeron de un cuadrante de 20 x 20 km sobre la ubicación de la trampa de sedimentos (Figura 1). Las series de tiempo de estas variables fueron de julio de 2002 a mayo de 2019. Para entender cómo se comparó el año de muestreo con respecto a los años previos y posteriores se obtuvieron las anomalías de cada variable para todo el periodo.

## Resultados y Discusión

### *Magnitud de la materia particulada en hundimiento*

En 2017 el flujo de masa total (FMT) se caracterizó por presentar una estacionalidad más acentuada tanto en la magnitud como en la extensión del periodo con valores mínimos (Figura 2). Los valores, exclusivamente de este periodo, oscilaron entre un mínimo de $29 \times 10^{-6}$ g $m^{-2}d^{-1}$ registrado durante junio hasta un máximo de 103 $\times 10^{-3}$ g $m^{-2}d^{-1}$ detectado en mayo de ese año. El promedio calculado para estos siete meses (12 muestras) fue de 73 $\times 10^{-6}$ g $m^{-2}d^{-1}$ mientras que el promedio del resto de las muestras (ocho sin incluir el valor influenciado por la T.T "Lidia") fue de 0.40 g $m^{-2}d^{-1}$. Esto significa que la diferencia entre los FMT promedios para ambos periodos es superior a un factor de 5000. En el Cuadro 1 se presentan los valores para cada muestra. Por otra parte, en septiembre de 2017, ocho días después del arribo de la tormenta tropical "Lidia" que descargó lluvias considerables en toda la región sur de la península, el FMT se incrementó súbitamente a 1.32 g $m^{-2}d^{-1}$. Los resultados indican un retraso variable en la llegada de material al fondo, éste puede ser de entre (al menos) tres hasta ocho días. En el Cuadro 2 se presentan los valores registrados durante el impacto de otros ciclones tropicales incluyendo "Lidia". Las causas que controlan esta diferenciación, incluyendo la influencia de estos eventos en los flujos de carbono, son objeto de estudios en proceso.

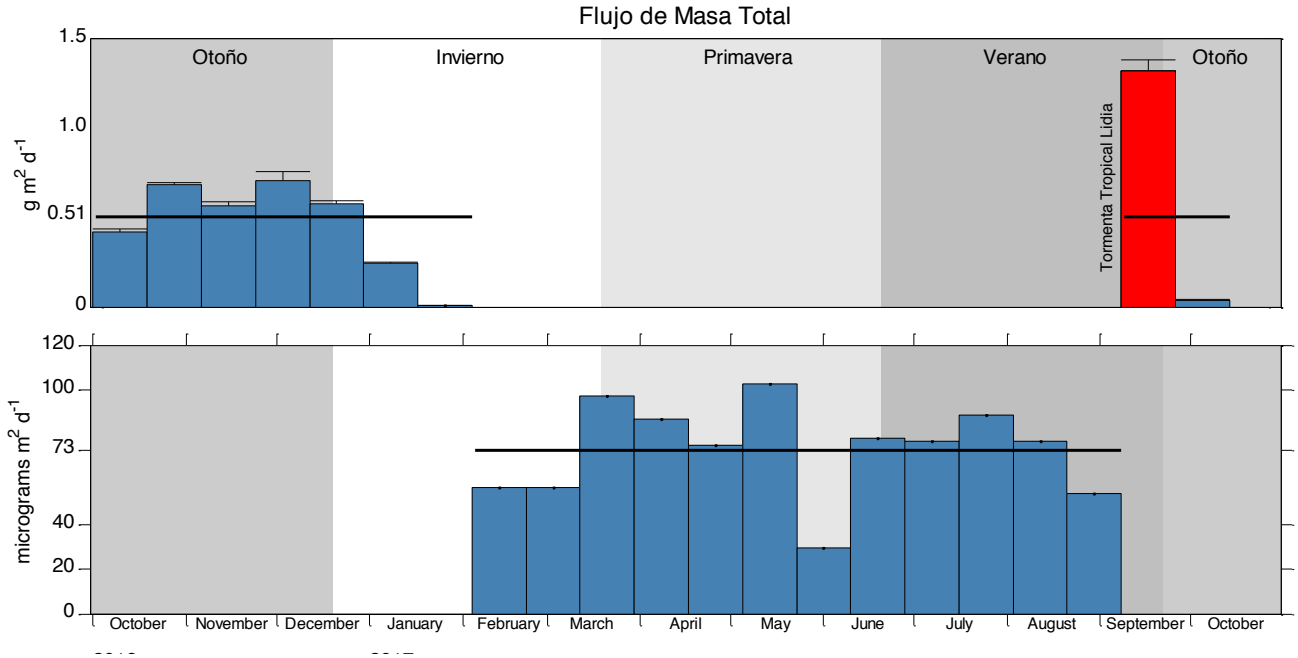



**Figura 2. Flujo de masa total en Cuenca Alfonso. La barra roja indica el flujo causado por el impacto de la tormenta tropical "Lidia".**
Por la enorme diferencia en la masa el panel inferior muestra el FMT medido en microgramos.
La línea horizontal negra indica el promedio para cada periodo.

Un periodo tan extendido de flujos cercanos a cero era inédito en Bahía de La Paz y tampoco ha sido reportado en otros ambientes con estacionalidad evidente como en Cuenca Guaymas, en la parte central del Golfo de California, o Cuenca Santa Bárbara en la costa de California. Los datos de estos dos

ejemplos datan de los años 90´s por lo que deben tomarse con reserva para fines comparativos. Sin embargo, información de una trampa de sedimentos, (mismo modelo) instalada en la boca del Golfo de California, años si es posible tomarse como referencia. No obstante, de que los resultados no han sido publicados se conoce que durante el 2017 el equipo colectó material (Machaín-Castillo, com. pers.).

**Cuadro 1. Valores del flujo de masa total, del contenido y flujo de carbono orgánico determinados en Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz en 2016-2017.**

| Botella | Apertura | Cierre | Días | FMT ($g\ m^{-2}d^{-1}$) | $C_{org}$ (%) | $fC_{org}$ ($mg\ m^{-2}d^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 02-oct-16 | 19-oct-16 | 18 | 0.417 | 9.4 | 39 |
| 2 | 20-oct-16 | 06-nov-16 | 18 | 0.684 | 8.3 | 57 |
| 3 | 07-nov-16 | 24-nov-16 | 18 | 0.562 | 8.9 | 50 |
| 4 | 25-nov-16 | 12-dic-16 | 18 | 0.705 | 6.6 | 46 |
| 5 | 13-dic-16 | 30-dic-16 | 18 | 0.576 | 8.9 | 51 |
| 6 | 31-dic-16 | 17-ene-17 | 18 | 0.242 | 9.1 | 22 |
| 7 | 18-ene-17 | 04-feb-17 | 18 | 0.008 | 11.7 | 0.9 |
| 8 | 05-feb-17 | 22-feb-17 | 18 | $56x10^{-6}$ | NA | NA |
| 9 | 23-feb-17 | 12-mar-17 | 18 | $56x10^{-6}$ | NA | NA |
| 10 | 13-mar-17 | 30-mar-17 | 18 | $97x10^{-6}$ | NA | NA |
| 11 | 31-mar-17 | 17-abr-17 | 18 | $87x10^{-6}$ | NA | NA |
| 12 | 18-abr-17 | 05-may-17 | 18 | $75x10^{-6}$ | NA | NA |
| 13 | 06-may-17 | 23-may-17 | 18 | $103x10^{-6}$ | NA | NA |
| 14 | 24-may-17 | 10-jun-17 | 18 | $29x10^{-6}$ | NA | NA |
| 15 | 11-jun-17 | 28-jun-17 | 18 | $78x10^{-6}$ | NA | NA |
| 16 | 29-jun-17 | 16-jul-17 | 18 | $77x10^{-6}$ | NA | NA |
| 17 | 17-jul-17 | 03-ago-17 | 18 | $89x10^{-6}$ | NA | NA |
| 18 | 04-ago-17 | 21-ago-17 | 18 | $77x10^{-6}$ | NA | NA |
| 19 | 22-ago-17 | 08-sep-17 | 18 | $54x10^{-6}$ | NA | NA |
| 20 | 09-sep-17 | 26-sep-17 | 18 | 1.317 | 4.6 | 61 |
| 21 | 27-sep-17 | 14-oct-17 | 18 | 0.039 | 6.7 | 2.6 |

*Carbono orgánico particulado*

Los resultados de los contenidos de carbono orgánico muestran poca variabilidad, la mayoría están alrededor de 8% con dos muestras cercanas a 6% y sólo una alcanza 10% en enero (Figura 3). La excepción es el valor durante la influencia de "Lidia" que fue diluido por un mayor aporte de la fracción litogénica. Esta tormenta tropical impacto la región sur de la península y llegó a Bahía d La Paz el 1° de septiembre. La intensa lluvia (133 mm $d^{-1}$) provocó descargas fluviales importantes que transportaron material de diverso tamaño incluyendo sedimentos finos como arcillas y linos que llegan más lejos. Estos sedimentos aportan una mayor densidad a los agregados orgánicos promoviendo su más rápido hundimiento. Esta idea es conocida en la literatura científica como la "Hipótesis de lastre" ("The Ballast Hipothesis") y ha sido reportada como uno de los mecanismos más importante que modulan la variación del carbono orgánico. Este proceso se hizo evidente en septiembre cuando el material litogénico diluyo los contenidos de $C_{org}$ por lo que el valor de éste fue de ~ 4% mientras que el flujo fue el más grande de todo el año. Es interesante que el impacto del ciclón tropical se hizo evidente una semana posterior a su arribo. Por tal motivo el entendimiento de los factores que están implicados es actualmente objeto de un tema de tesis.

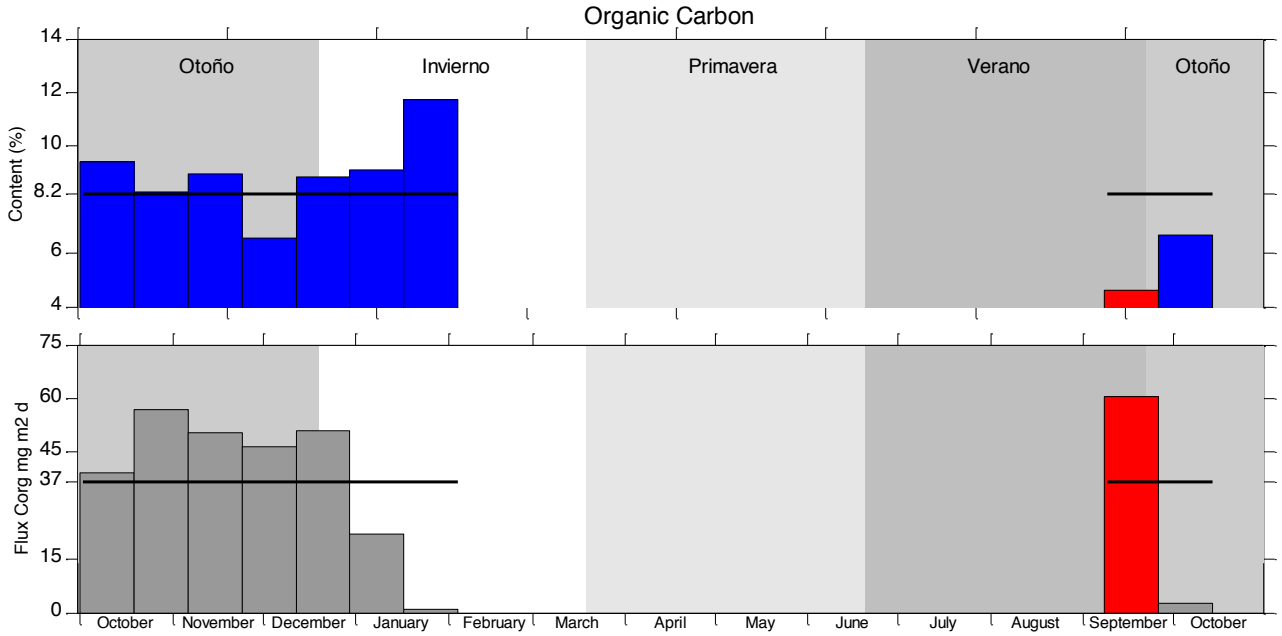



**Figura 3. Contenidos (panel sup.) y flujos (panel inf.) del carbono orgánico en la materia particulada en hundimiento colectada en Cuenca Alfonso en 2016-2017.**

En el Cuadro 2 se muestra el incremento del FMT después de la llegada de todos los huracanes registrados. Esto es causado por un mayor aporte litogénico de los arroyos que descargan durante las lluvias asociadas a los ciclones. Los flujos de carbono orgánico se incrementaron debido a que los agregados son más eficientemente transportados debido a que las partículas litogénicas densas se adhieren a los agregados orgánicos (" The Ballast Hipothesis"). Es notoria la influencia de los ciclones al comparar los valores con aquellos no afectados por estos eventos.

**Cuadro 2. Valores del flujo de masa total, del contenido y flujo de carbono orgánico determinados en Cuenca Alfonso, durante el impacto de ciclones tropicales.**

| Ciclones tropicales | Categoría En La Paz | Arribo a La Paz | Fechas | FMT ($g\ m^{-2}d^{-1}$) | $C_{org}$ (%) | $C_{org}$ ($mg\ m^{-2}d^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Ignacio | Huracán I | 25-ago | 22 - 28 Ago. 2003 | 3.884 | 3.4 | 131 |
| | | | 29 Ago. - 04 Sep. 2003 | 3.322 | 3.6 | 119 |
| Marty | Huracán I | 22-sep | 19 - 25 Sep. 2003 | 2.891 | 4.3 | 124 |
| | | | 26 Sep. - 03 Oct. 2003 | 2.870 | 2.9 | 85 |
| Henriette | Huracán I | 04-sep | 28 Ago.- 12 Sep. 2007 | 1.947 | 7.5 | 146 |
| Lidia | Tormenta tropical | 01-sep | 09-26-sep-2017 | 1.32 | 4.6 | 61 |
| Sin efecto de ciclones tropicales | | | 2002-2012 | 0.66 | 7.4 | 45 |

*Series de tiempo satelitales*

El análisis de las series de temperatura mostro anomalías positivas la mayor parte del tiempo desde 2014 a la actualidad con un clímax a finales de 2014. Este fenómeno coincide con anomalías negativas de la clorofila y puede estar asociado al calentamiento del Pacifico mexicano (Conocido como "Blop" y que coincidió con un evento de El Niño en 2015) que provocó una disminución muy importante en la productividad primaria a partir de 2014. Las anomalías de Cla muestras decrementos de hasta 1 mg $m^{-3}$

(Figura 4). Nuevas muestras que se obtendrán en dos cruceros programados para este 2019 nos darán evidencias de si esta situación es parte de una tendencia a largo plazo o fue ocasionado por este fenómeno.

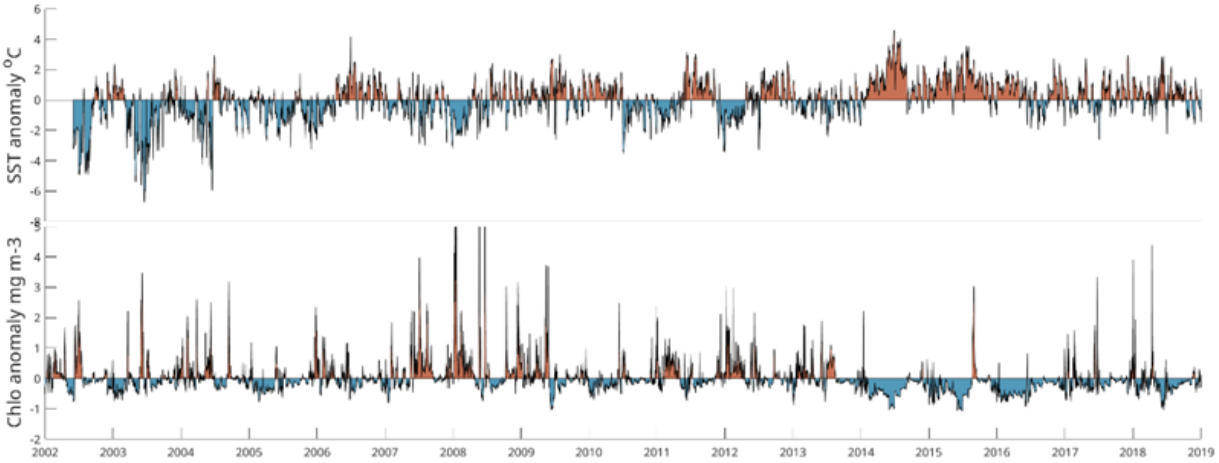



**Figura 4. Series de tiempo de las anomalías de temperatura superficial del mar (panel sup. (y de clorofila a /panel inf.) obtenidas en un cuadrante sobre Cuenca Alfonso en Bahía de La Paz.**

## Conclusiones

Al menos a partir de 2017 el patrón estacional en los flujos de FMT y sus componentes se hizo más notorio caracterizado por un periodo, ahora, más extendido con flujos mínimos que promediaron 73 g $x10^{-6}$

Este fenómeno coincide con un incremento drástico en la temperatura del mar (anomalías por encima de los 4 °C) y una caída en la concentración de clorofila (~1 m $m^{-3}$). Sin embargo, existe evidencia de que esta disminución en los flujos no es un evento regional si no de naturaleza más local. Otros procesos como la intensidad del viento (que transporta el componente terrígeno) ya ha sido considerado como responsable de la variabilidad interanual.

Los resultados indican que os ciclones tropicales no sólo afectan la fracción litogénica si no que promueven el hundimiento de los agregados orgánicos e incluso modulan la ecología del nanoplancton calcáreo. El tiempo que estos eventos afectan la zona (resiliencia) está en el orden de al menos dos semanas.

## Agradecimientos

Este estudio ha sido posible gracias al apoyo de varios proyectos subvencionados por el IPN y CONACYT. Por otra parte, las colaboraciones con investigadores del CICESE, UABCS y la Universidad de Toronto han sido imprescindibles para el éxito de este trabajo. Finalmente agradecemos la labor profesional de la tripulación del B/O Alpha Helix encabezada por el Capitán Pedro Núñez Cota.

## Literatura citada

Aguirre-Bahena, F. 2007. Cambios temporales en los componentes y los flujos de la materia en hundimiento en Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, durante el periodo 2002-2005. Tesis de Doctorado. Instituto Politécnico Nacional, Centro Interdisciplinario de Ciencias del Mar. La Paz, Baja California Sur, México. 116 p.

Choumiline, K. 2011. Geoquímica de la materia particulada en hundimiento y de los sedimentos recientes de Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz. Tesis en Maestría en Ciencias Marinas. Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas – Instituto Politécnico Nacional, La Paz, Baja California Sur, México. 143 p.

Deuser, W. G. and E. H. Ross. 1980. Seasonal changes in the flux of organic carbon to the deep Sargasso Sea. Nature 283:364-365.

Deuser, W. G., E. H. Ross and R. F. Anderson. 1981. Seasonality in the supply of sediment to the deep sargasso Sea and implications for the rapid transfer of matter to the deep ocean. Deep-Sea Research 28:495-505.

Douglas, W. M., R. A. Maddox and K. Howard. 1993. The Mexican Monsoon. Am. Meteorological Soc. 6:1665–1677.

Pérez-Cruz, L. 2006. Climate and ocean variability during the middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. Quaternary Research 65:401-410.

Silver, M. W. and M. M. Gowing. 1991. The “particle” flux: origins and biological components. Progress in Oceanography 26:75-113.

Silverberg, N., A. Martínez, S. Aguíñiga, J. D. Carriquiry, N. Romero, E. Shumilin and M. 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.

Silverberg, N., F. Aguirre 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, S. Aguiñiga and N. Romero. 2006. Flujo vertical de material particulada en la Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz durante el año 2002 Ciencias Marinas 32:73-82.

Thunell, R. 1998a. Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: A response to climate forcing. Deep Sea Research Part I 45:2059-2083.

Thunell, R. 1998b. Particle fluxes in a coastal upwelling zone: Sediment trap results from Santa Barbara Basin, California, Deep Sea Research Part II 45:1863-1884.

# 2.28. Cambios en la química del Carbono Inorgánico Disuelto en ausencia y presencia de aguas caribeñas en el interior del Golfo de México

**Cervantes-Díaz G. Y.***[1,2], Hernández-Ayón J. Martín[2], Zirino Alberto[4], Camacho-Ibar Victor[4] y Delgado Juan A.[1,2,3]

[1]Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Apartado postal 453, Ensenada, CP 22800, Baja California, México. *E-mail: gabita23@gmail.com
[2]Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Apartado postal 453, Ensenada, CP 22800, Baja California, México, *E-mail: jmartin@uabc.edu.mx.
[3]Instituto Tecnológico de Guaymas/ Tec. Nacional de México, Guaymas, Sonora, México.
[4]Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, 9500 Gilman Drive, La Jolla, California 92093, USA.

## Resumen

El Golfo de México (GM) presenta una hidrodinámica muy compleja en las aguas superficiales, con procesos de mesoescala que modulan la circulación y los tiempos de residencia de estos grandes volúmenes de agua que ingresan a través del canal de Yucatán. De ahí que la biogeoquímica y el intercambio océano-atmósfera puedan estar sujetos a la regulación de los cambios en renovación de estas masas de agua. En este trabajo se discuten los resultados de las campañas denominadas XIXIMI's realizadas en los periodos del 2010 al 2016. Se observó que durante las estaciones de verano (2011, 2015 y 2016) la presencia de aguas cálidas (27-32 ºC), de menor densidad (< 24 $kg \cdot m^{-3}$) y con bajas concentraciones de carbon inorgánico disuelto (CID < 2080 $\mu mol \cdot kg^{-1}$) en los primeros 90 m de la columna de agua. Estas características se asocian con aguas de origen caribeño asociadas al Agua Superficial del Caribe (CSW; por sus siglas en ingles), las cuales son trasportadas por la Corriente del Lazo (CL) hacia el interior del golfo. En cuanto a los meses de otoño-invierno, cuando la CL se retrae se observan aguas más frías (< 26.8 ºC), de mayor densidad (> 24.7 $kg \cdot m^{-3}$) y con mayores concentraciones de CID (> 2080 $\mu mol \cdot kg^{-1}$) cercas de la superficie (~ 70 m). Estas características se asocian a la presencia del Agua Común del Golfo (GCW; por sus siglas en ingles) la cual se detecta desde superficie hasta los 200 m de profundidad.

**Palabras clave:** *CID*; *CL*; *CSW*; *GCW*.

## Abstract

The Gulf of Mexico (GM) presents very complex hydrodynamics, with mesoscale processes that modulate the circulation and residence times of these large volumes of water entering through the Yucatan channel. Hence, biogeochemistry and ocean-atmosphere exchange may be subject to the regulation of changes in the renewal of these bodies of water. This work discusses the results of the XIXIMI campaigns carried out between 2010 and 2016. It was observed that during the summer seasons (2011, 2015 and 2016) the presence of warm waters (27-32 ºC), of lower density (< 24 $kgm^{-3}$) and with low concentrations of dissolved inorganic carbon (DIC < 2080 $\mu molkg^{-1}$) in the first 90 m of the water column. These characteristics are associated with waters of Caribbean origin associated with the Caribbean Surface Water (CSW), which are carried by the Loop Current (LC) into the gulf. As for the autumn-winter months, when the LC retracts, colder waters (< 26.8 ºC), with higher density (> 24.7 $kgm^{-3}$) and higher concentrations of CID (> 2080 $\mu molkg^{-1}$) are observed near the surface (~ 70 m). These characteristics are associated with the presence of Gulf Common Water (GCW), which is detected from surface to 200 m depth.

**Key words:** *DIC*; *CL*; *CSW*; *GCW*.

## Introducción

El océano es uno de los reservorios más importantes de carbono, el cual juega un papel fundamental en la regulación del $CO_2$ atmosférico, esto es, el ciclo del carbono global, a través de varios procesos físicos, químicos y biológicos que resultan en un transporte de carbono desde la atmósfera hacia el interior del océano (Volk y Hoffert, 1985). De ahí las regiones templadas y polares se consideran sumideros de $CO_2$, tales como el océano Atlántico reconocido por su importancia ya que regula la concentración del $CO_2$ a largo plazo de la atmósfera, moviendo las aguas superficiales cargadas de $CO_2$ hacia el océano profundo (Bates *et al*., 2002). Este proceso de secuestro de $CO_2$ implica que la concentración de carbono inorgánico disuelto (CID $\mu molkg^{-1}$) por debajo de la termoclina tienda a incrementar, aunado al efecto de la remineralización de materia orgánica y la disolución del $CaCO_3$ (Millero, 2006; Fassbender *et al*., 2011). Por otra parte, dentro de la circulación del Atlántico Subtropical Occidental, es importante considerar al Mar Caribe (MaC) y el Golfo de México (GoM), dado que es ahí donde se genera la corriente de deriva del Atlántico Norte (Veron *et. al*., 1999). Esta corriente de deriva del Atlántico Subtropical transporta calor a latitudes altas y es fundamental para la circulación termohalina global; ya una vez en el interior del MaC, la corriente ingresa al GM a través del Estrecho de Yucatán (Fratantoni y Richardson, 1999). Esta corriente presenta una gran variabilidad en espacio-temporal dado que es el inicio de la Corriente de Lazo (CL), la cual es fundamental en la circulación del GoM. Dentro del golfo las masas de agua que dominan las aguas superficiales son: el Agua Superficiales del Caribe (CSW) que va de superficie a los 90 m, así como el Agua Subsuperficial Subtropical (SUW: 50-250m). Dentro del golfo, encontramos la masa de agua conocida como Agua Común del Golfo (GCW) que oscila entre los 0-200 m y finalmente el Agua Central Tropical del Atlántico (TACW) que oscila entre los 300-600 m (Vidal *et al*. 1994; Nowlin *et al*., 2001). En este trabajo se presentan los resultados de CID, temperatura y densidad de las cinco campañas realizadas en el GoM tanto en épocas como años diferentes.

## Materiales y Métodos

En 2010 se estableció un Grupo de Monitoreo, con el objetivo de coordinar las acciones de monitoreo ambiental de los posibles efectos del derrame de petróleo. En este contexto, entre el 2010 y el 2016 se llevaron a cabo cinco campañas oceanográficas en la zona de aguas profundas (> 1000 m) del Golfo de México (GoM). La campaña XIXIMI-1 y XIXIMI-3 se realizaron en noviembre del 2010 (otoño tardío) y febrero-marzo del 2013 (invierno), respectivamente. Mientras que las campañas XIXIMI-2, XIXIMI-4 y XIXIMI-5 se realizaron durante los meses de verano de los años del 2011, 2015 y 2016, respectivamente. Se realizó un análisis de las variables físicas y químicas en la columna de agua a 12 profundidades en una malla de muestreo de a próximamente 47 estaciones a lo largo del GM (Figura 1). Se evaluaron las variables del sistema del $CO_2$: Alcalinidad Total (At) titulación potenciométrica, Carbón inorgánico Disuelto (CID) por coulometría; Oxígeno ($O_2$) por microwinkler. Además, el CTD (SB19) contaba con sensores de Salinidad, Temperatura y Oxígeno.

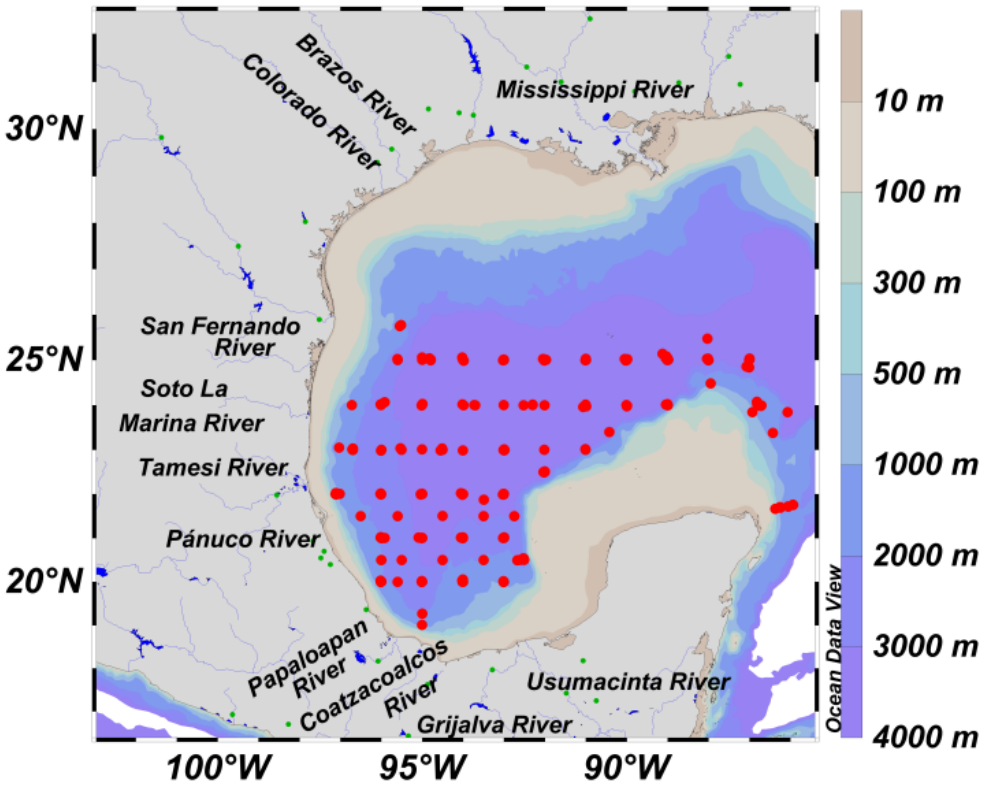



**Figura 1. Red de estaciones que cubrieron durante las campañas del 2010 al 2016 (denominadas XIXIMI's).**

## Resultados y Discusión

En la Figura 2 y 3 se pueden observar condiciones oceanográficas diferentes como resultado distintos procesos (principalmente físicos) que ocurrieron en dicha región. A partir de estas observaciones se encontraron dos condiciones: 1) una temporada con una menor presencia de aguas caribeñas (invierno) y 2) una temporada que coincide con la máxima incursión de la CL la cual trasportará aguas de origen caribeño hacía el interior del golfo (verano).

De manera general en el transecto correspondiente a la temporada de invierno (en ausencia de agua caribeña) se observó la presencia de una columna de agua más mezclada en los primeros 100 m y con temperaturas más bajas de aprox. 24 ºC ($\Delta T < 3$ ºC en los primeros 100 m; Figura 2b y Figura 3a). Adicionalmente, la densidad osciló en promedio entre los 24.5 $kg \cdot m^{-3}$ ($\Delta\sigma_\theta < 1$ unidades; Figura 2a). Estas características se encuentras asociadas particularmente a la presencia superficial del GCW como se puede apreciar en el diagrama T- S (Figura 3a). Mientras que en presencia del agua del caribe (Ver mapa de TDA; Figura 2f), se observó la presencia de aguas con mayor temperatura de ~ 31ºC ($\Delta T < 8$ ºC en los primeros 100 m; Figura 2e). La densidad además bajo estas condiciones en las aguas superficiales fue menos densa que con valores entre 22 y 24 $kg \cdot m^{-3}$ en los primeros 100 m de profundidad (Figura 2d y Figura 3b). Tomando como referencia la isopicna e isoterma de 24 y 27 ºC, se puede apreciar que durante el invierno del 2013 en ausencia de agua caribeña, la isopicna de 24 $kg \cdot m^{-3}$ y la isoterma de 27 ºC no estuvieron presentes (Figura 2a-b). Mientras que en el verano se observó que la isopicna e isoterma de 24 $kg \cdot m^{-3}$ y 27 ºC predominó entre los primeros 50 m (Figura 2d-e y Figura 3b). Por tanto, estas características de densidad y temperatura representan la señal de aguas de origen caribeño, las cuales serán redistribuidas y trasportadas los giros que se desprenden de la CL (Figura 2c y Figura f). Lo relevante de estas observaciones, es que no solo se tienen diferencias en variables de T y S, sino que además tienen una química diferente que genera zonas de alta o bajas concentraciones de nutrientes y

CID. Por tanto, estas condiciones físicas de la LC generan cambios de DIC en las aguas superficiales del GoM.

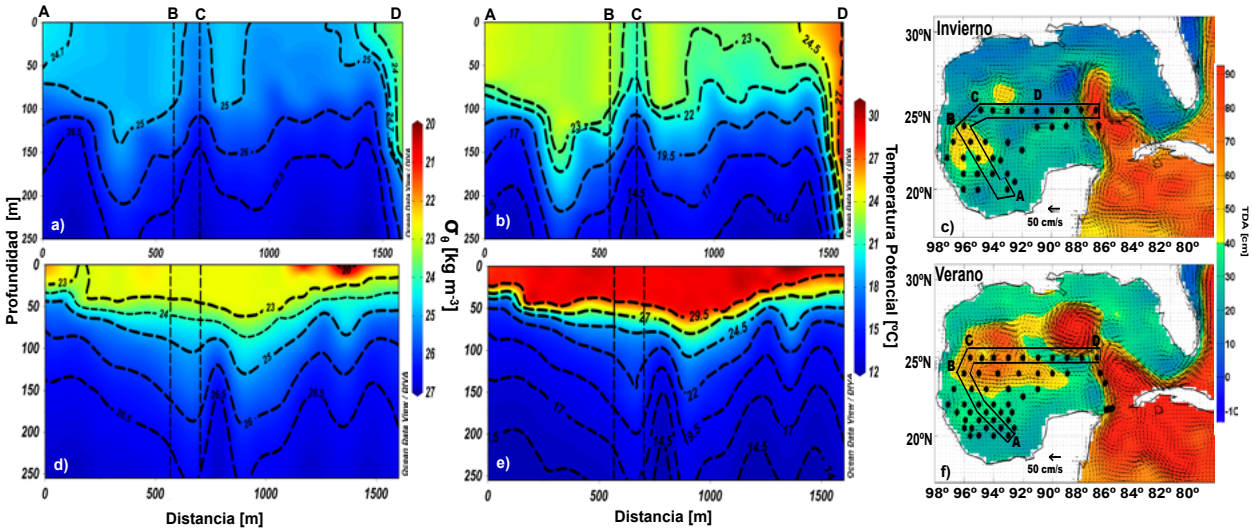



**Figura 2. Distribución vertical (250 m) de la densidad potencial (kg·m$^{-3}$) y de temperatura potencial (ºC) correspondientes para el invierno de 2013 (a y b) y verano del 2015 (d y e).**
También se muestran mapas de la Topografía Dinámica Absoluta (TDA) los cuales muestran la trayectoria de las secciones de verano (c) e invierno (f) de cada crucero.

Retomando lo anterior pero ahora en termino de la distribución del CID (Carbón Inorgánico Disuelto) podremos observar también una alta dinámica que estará sujeta a cambios en las propiedades hidrográficas que se observan dentro del GoM. Por ejemplo, en la Figura 3 se presenta la distribución de las diferentes masas de agua presentes dentro del GoM así como la distribución vertical de la T y S versus CID en condiciones de ausencia (otoño-invierno; Figura 3a) y presencia de aguas caribeñas (verano; Figura 4b).

Como se ha mencionado en el apartado anterior, el CSW sólo se detectó durante los meses de verano cuando se tiene la máxima incursion de CL. Durante este periodo se observaron concentraciones inferiores a 2080 µmol·kg$^{-1}$ en los primeros 90 m de la columna de agua (Figura 3b y Figura 4b). Por debajo del CSW, el SUW presentó bajas concentraciones CID (> 2098 µmol·kg$^{-1}$) cerca de su límite superior de esta masa de agua, las cuales aumentan a medida que aumentaba la profundidad (~ 2156 µmol·kg$^{-1}$; < 250 m; Figura 3 y Figura 4). Para finales del otoño e invierno, cuando las aguas superficiales están dominadas por el GCW debido a la ausencia del agua del Caribe transportada por la CL. Durante estas temporadas, se observarón concentraciones de CID superiores a 2080 µmol·kg$^{-1}$ cercanas a los 50 m de profundidad alcanzando valores máximos de 2172 µmol·kg$^{-1}$ cerca del límite inferior de esta masa de agua y del límite superior del TACW (Figura 3a y Figura 4a).

Una de las implicaciones biológicas de la presencia del CSW es que esta se caracteriza por contener aguas oligotróficas (< 90 m) y ante esto se caracteriza por la presencia de bacterias fijadoras de nitrógeno (Landolfi *et al*., 2018). Por lo tanto, es relevante señalar que la disponibilidad tanto de nutrientes como de CID se verá reducida en gran medida por la entrada de la CL y, posteriormente, serán moduladas por la dinámica superficial de los remolinos que transportan a la CSW hacia el interior del golfo. En consecuencia, la ausencia o presencia alternada del CSW altera de manera notable la profundidad del nutriclina. Mientras que durante el invierno, cuando domina el GCW y el TACW son menos profundas, se formará una capa más profunda, bien definida y mezclada que promovera una elevación de la nutriclina cercas de la superficie.

Por lo tanto, se torna relevante las presencia o ausencia de aguas caribeñas las cuales contribuyen con la dinámica de los nutrientes y el CID en la productividad primaria.

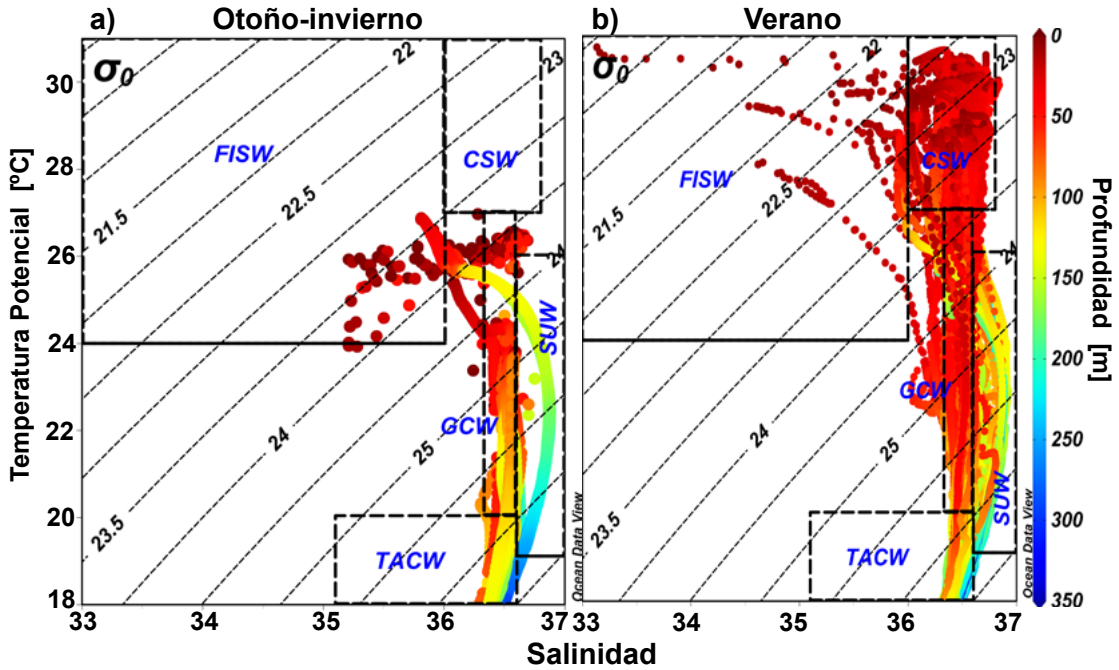



**Figura 3. Diagramas $T_\theta$-S vs profundidad [m] correspondientes al otoño tardio del 2010 e invierno del 2013 (a) y los veranos del 2011, 2015 y 2016 (b).**

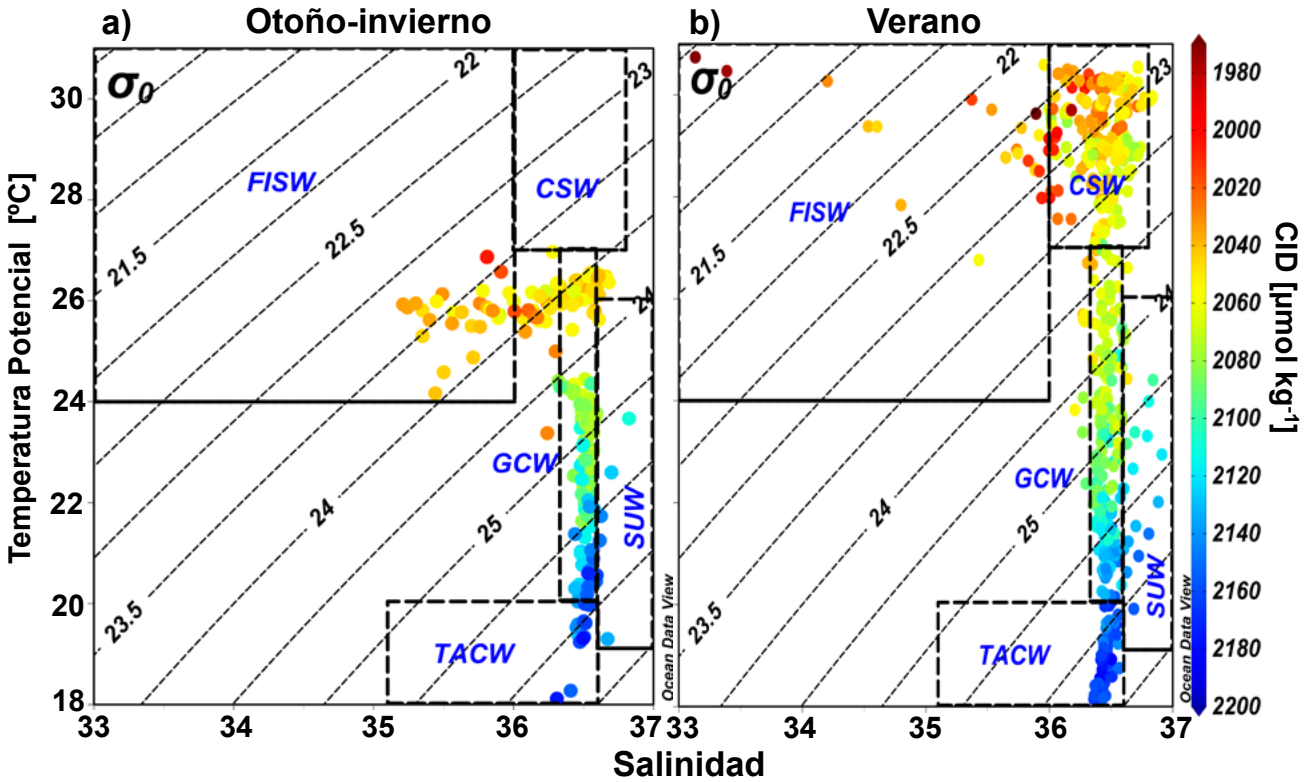



**Figura 4. Diagramas $T_\theta$-S vs carbono inorgánico disuelto [CID, µmol·kg$^{-1}$] correspondientes al otoño tardio del 2010 e invierno del 2013 (a) y los veranos del 2011, 2015 y 2016 (b).**

## Conclusiones

Se encontró que las variables termohalinas de las aguas superficiales (< 350 m) estan fuertemente relacionas a la presencia ó ausencia del de la CL.

EL agua caribeña (CSW) fue detectada sólo durante el verano, con un dominio espacial dentro de los primeros 90 m. El CSW se caracterizó por una salinidad máxima en superficie (~ 36.8) y con características e aguas oligotróficas (DIC < 2080 $\mu mol \cdot kg^{-1}$). Además, se observó que durante la máxima incursión de la CL la cual trasporta al CSW hacia el interior del golfo, modulará la profundidad del nutriclina en gran medida.

Se encontró que durante el invierno, el GCW domina desde la superficie hasta aproximadamente 200 m. Esta masa de agua se caracterizó por tener una capa mezcla bien definida en los primeros 100 m como resultado de los fuertes vientos. La mezcla vertical, llevará a la incorporación de CID provenientes del TACW cerca de la superficie lo que promovera un aumentó con sus concentraciones (> 2080 $\mu mol \cdot kg^{-1}$) cercas de la zona enriqueciendo la columna.

## Literatura citada


Bates, N. R., A. C. Pequignet, R. J. Johnson and N. Gruber. 2002. A short-term sink for atmospheric $CO_2$ in subtropical mode water of the North Atlantic Ocean. Nature 420:489-493.

Fassbender, A. J., C. L. Sabine, R. A. Feely, C. Langdon and C. W. Mordy. 2011. Inorganic carbon dynamics during northern California coastal upwelling. Continental Shelf Research 31:1180-1192.

Fratantoni, D. M. and P.L. Richardson. 1999. SOFAR float observations of an intermediate-depth eastern boundary current and mesoscale variability in the eastern tropical Atlantic Ocean. J. of Phys. Ocean. 29:1265-1278.

Landolfi, A., P. Kähler, W. Koeve and A. Oschlies. 2018. Global Marine $N_2$Fixation Estimates: From Observations to Models. Frontiers in microbiology 9:1-8.

Millero, F. 2006. Chemical Oceanography. CRC Press. E.U.A. 496 p.

Nowlin, W. D., Jr. A. E. Jochens, S. F. DiMarco, R. O. Reid and M. K. Howard. 2001. Deepwater Physical Oceanography Reanalysis and Synthesis of Historical Data: Synthesis Report. OCS Study MMS 2001- 064, U.S. Dept. of the Interior, Minerals Management Service, Gulf of Mexico OCS Region, New Orleans, LA. Nowlin. 530 p.

Veron, A. J., T. M. Church, I. Rivera-Duarte and A.R. Flegal, 1999. Stable lead isotopic ratios trace thermohaline circulation in the subarctic North Atlantic. Deep-Sea Research II, 46:919-935.

Vidal, V. M. V., F. V. Vidal, A. F. Hernández, E. Meza and L. Zambrano. 1994. Winter water mass distributions in the western Gulf of Mexico affected by a colliding anticyclonic ring. Journal of Oceanography 50:559-588.

Volk, T. and M. I. Hoffert. 1985. Ocean carbon pumps: Analysis of relative strengths and efficiencies in ocean-driven atmospheric $CO_2$ changes. pp. 99-110. *In*: Sundquist, E. T. and W.S. Broecker (ed.). The Carbon Cycle and Atmospheric CO: Natural Variations Archean to Present. American Geophysical Union; Geophysical Monograph 32.

# 2.29. Estado de saturación del aragonita en la Plataforma de Yucatán, México

**Barranco-Servín Linda M.**[1]; Hernández-Ayón J. Martín[1]; Aguilar-Trujillo Ana[2]; Herrera-Silveira Jorge[2] y Pech Daniel[3]

[1]Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California.
[2]Centro de Investigación y de Estudios Avanzados-Instituto Politécnico Nacional (Unidad Mérida).
[3]El Colegio de la Frontera Sur (Unidad Campeche).
Autor de correspondencia: jmartin@uabc.edu.mx

## Resumen

Existe una relación positiva entre el estado de saturación del aragonita ($\Omega_{ar}$) y la tasa de calcificación marina, por lo que esta variable puede ser utilizada como un proxi donde los valores del $\Omega_{ar} > 1.0$ se consideran como óptimos para la formación de estructuras de carbonato de calcio (precipitación) y un $\Omega_{ar} < 1.0$ favorecerá a la disolución. Con base a lo anterior, en este trabajo se explora la variabilidad espacial y temporal (meses de agosto y noviembre) del $\Omega_{ar}$ en el mar de la Plataforma de Yucatán. Los pricipales resultados sugieren que durante el mes de agosto, el $\Omega_{ar}$ en el agua de mar es alto (> 3), con condiciones homogéneas superficiales. A nivel de fondo un gradiente costa-océano fue observado, con valores más altos en la costa y disminuyendo hacia la parte oceánica, producto del incremento de la profundidad y la advección de masas de agua con mayores concentraciones carbono orgánico disuelto y bajo pH, pero sin descender de manera drástica. Un escenario diferente ser observó en noviembre, donde el $\Omega_{ar}$ fue menor respecto a agosto, registrándose valores incluso cercanos a 1.0. Esto puede ser el resultado de la descarga submarina de aguas subterránea durante este mes, agua que tiene altas concentraciones de carbono inorgánico disuelto, bajo oxígeno y pH. Es importante destacar que estos resultados sugieren que los organismos pueden estar expuestos naturalmente a condiciones de subsaturación del aragonita de manera temporal.

**Palabras clave:** *aragonita*; *estado de saturación*; *plataforma de Yucatán*.

## Abstract

There is a positive relationship between the saturation state of aragonite ($\Omega_{ar}$) in the seawater and the marine calcification rate. Therefore, this variable can be used as a proxy, where the values of $\Omega_{ar} > 1.0$ can be considered as optimal for the formation of calcium carbonate structures (precipitation), and $\Omega_{ar} < 1.0$ will promote dissolution. Based on the above, this work explores the spatial variability at two levels of depth (surface and bottom), and a temporal scale (August and November) of the saturation state of aragonite in the sea of the Yucatan Platform. The main results suggest that during the month of August, the $\Omega_{ar}$ in the sea water is high (> 3), with homogeneous surface conditions. At the bottom, a coast-ocean gradient with higher values on the coast and decreasing towards the ocean was observed, as a result of the increase in depth and the advection of water masses with higher concentrations of dissolved organic carbon and low pH, but without drastically decreasing. A different scenario was observed in November, where the $\Omega_{ar}$ was lower than in August, registering values even close to 1.0. This may be the result of submarine discharge of groundwater during this month, water that has high concentrations of dissolved inorganic carbon, low oxygen and pH. Importantly, these results suggest that organisms may be naturally exposed temporarily to aragonite subsaturation conditions.

**Key words:** *aragonite*; *saturation state*; *platform of Yucatan*.

## Introducción

La acidificación oceánica es el término con el cual se ha llamado a la disminución del pH promedio en la superficie del océano, proceso generado a partir de la absorción de las emisiones del bióxido de carbono antropogénico emitido hacia la atmósfera; ya que el océano ha ejercido una función como el principal regulador de estas emisiones (Gruber *et al*., 2009).

La disminución del pH en el agua de mar también afecta las proporciones en la especiación química del sistema de los carbonatos; de particular interés es la disminución de la disponibilidad de los iones de carbonato ($CO_3^{2-}$) en la columna de agua (Feely *et al*., 2012). El decremento en la concentración del $CO_3^{2-}$ disuelto que ocurre a través de la acidificación oceánica, disminuye a su vez el estado de saturación del aragonita ($\Omega_{ar}$), el cual es el resultado del producto de las concentraciones de los iones de calcio [$Ca^{2+}$] y carbonato [$CO_3^{2-}$] entre el producto de solubilidad (Ksp*) a una temperatura superficial del mar (SST) y salinidad in situ, y a una presión atmosférica (Mucci, 1983):

$$\Omega_{ar} = \frac{[Ca^{2+}][CO_3^{2-}]}{K_{sp}^*} \qquad \text{(Ec. 1)}$$

El aragonita es una forma del $CaCO_3$ y es producido por la mayoría de los organismos calcificadores. Se ha determinado que existe una relación positiva entre la tasa de calcificación marina y el $\Omega_{ar}$ en el agua de mar, y se considera que su disminución tendrá efectos deletéreos sobre los organismos marinos, principalmente sobre aquellos que son secretores de carbonato de calcio ($CaCO_3$) (*e.g*. corales, algas coralinas, bivalvos), afectando directamente el proceso de calcificación (Doney *et al*., 2009). De esta manera, el $\Omega_{ar}$ puede ser considerado un proxi, donde la formación de las estructuras de carbonato de calcio ocurrirá cuando el $\Omega_{ar} > 1.0$ y la disolución puede darse cuando el $\Omega_{ar} < 1.0$ (Doney *et al*., 2009).

El mar de la plataforma de Yucatán es un área de gran importancia. Dada su extensión (165 000 $km^2$ aproximadamente) (Enríquez *et al*., 2010), cuenta con una gran diversidad de especies y ecosistemas asociados a él, entre ellos: lagunas hipersalinas, manglares, pastos marinos y arrecifes de coral. Dentro de sus límites están establecidas tres áreas naturales protegidas: la Reserva especial de Ría Celestún, la Reserva especial de Ría Lagartos y el Parque Nacional Arrecife Alacranes. Dada esta diversidad, el área es altamente atractiva para el turismo, siendo la principal actividad económica de la región (Bauer-Gottweing *et al*., 2011).

No obstante, su importancia ecológica y económica, pocos estudios se han realizado concerniente a sus características oceanográficas químicas, particularmente sobre el sistema de los carbonatos. Dado lo anterior, el propósito de este trabajo fue describir la variabilidad espacial del estado de saturación del $\Omega_{ar}$ a dos niveles de profundidad (superficial y fondo) en la Plataforma de Yucatán. Esto durante dos escenarios representativos de las condiciones de la temporada de lluvias (mes de agosto) y de Nortes (me de noviembre), como una primera aproximación al entendimiento de la dinámica del sistema del carbono en la plataforma; particularmente sobre el estado de saturación del $\Omega_{ar}$, para establecer la variabilidad espacial y temporal a la que los organismos calcificadores pueden estar expuestos.

## Materiales y Métodos

Se llevaron a cabo dos cruceros oceanográficos sobre la Plataforma de Yucatán (PY): uno durante el mes de agoto (2016) en la embarcación UAT 1 CIDIPORT, representativo de la temporada de lluvias, y el segundo durante el mes de noviembre (2015) a bordo de la embarcación Riviera Maya. En los cruceros se tomaron muestras discretas de agua de mar a dos profundidades: superficial (5 m) y fondo (que se refiere a profundidad máxima de la estación). En el crucero de agosto se tomaron muestras discretas en 41 estaciones y en noviembre, únicamente en 28 estaciones distribuidas a lo largo de la PY (Figura 1).

El agua fue almacenada en botellas de borosilicato de 120 mL y preservadas con 25 µL de una solución saturada de cloruro de mercurio ($HgCl_2$). Las botellas fueron selladas con tapones de hule tipo snap-on y sellos de aluminio para evitar la evaporación y el intercambio gaseoso con la atmósfera.

En el laboratorio de Oceanografía Química del Instituto de Investigaciones Oceanológicas se midió el carbono inorgánico disuelto (CID) utilizando un analizador infrarrojo de gases CO2/H2O LI-7000. Esta técnica de titulación involucra la acidificación de la muestra con ácido fosfórico y el transporte del gas al analizador por medio de $N_2$. De manera adicional se midió la alcalinidad total (AT) por medio del método de titulación potenciométrica y el cálculo se realizó con base en la técnica de la pendiente propuesta por Hernández-Ayón *et al*. (1999). Los valores obtenidos fueron calibrados utilizando material de referencia certificado del Instituto de Oceanografía Sripps. La precisión obtenida tanto para el CID como para la AT fue de ± 2µmol/kg.

A partir de las variables medidas se calculó el estado de saturación del aragonita ($\Omega_{ar}$) utilizando el programa CO2Sys v.01.05 (Lewis y Wallace, 1998). Se calcularon los valores promedio y desviaciones estandar con base en tres transectos definidos como zona costa, intermedia y océanica (Figura 1) y a nivel de profundidad. A partir de la información generada se hicieron mapas espaciales con el programa Ocean Data View (Schilitzer, 2018) para determinar patrones de variación.

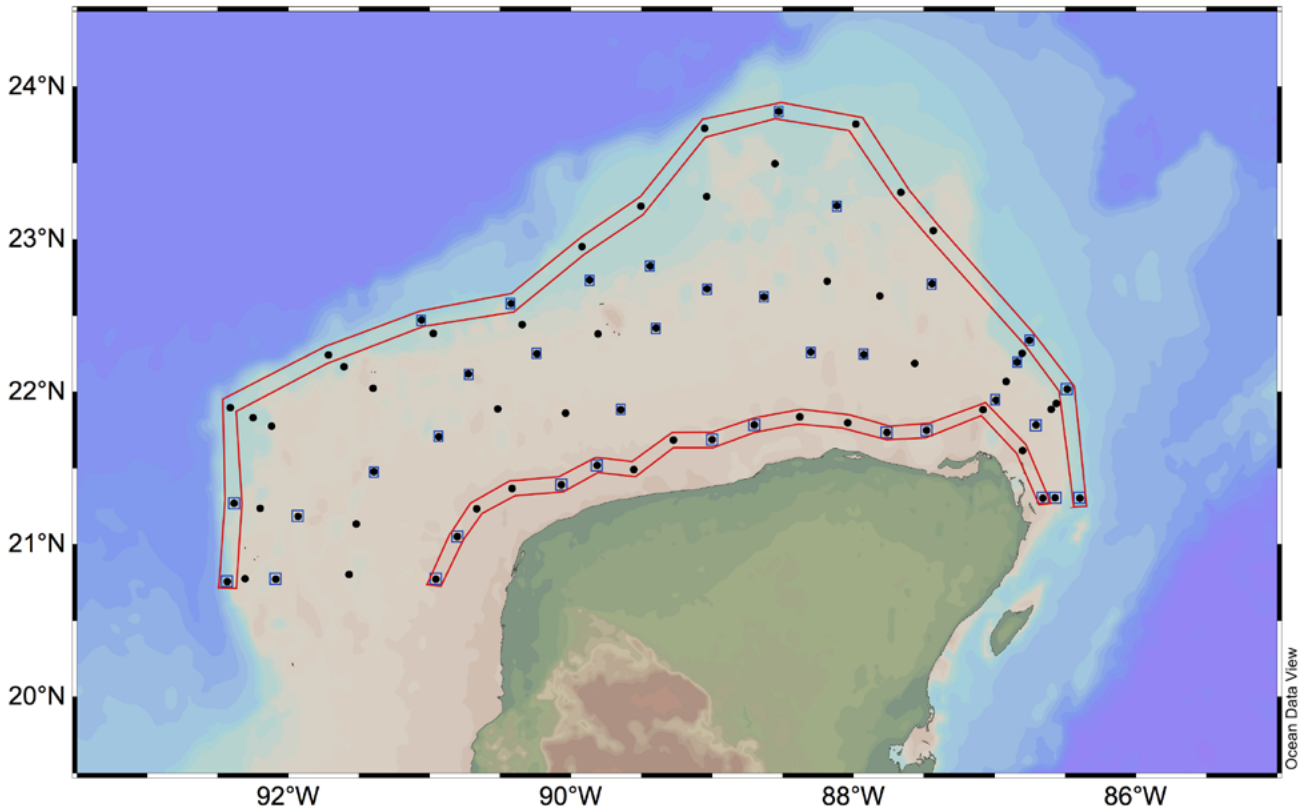



**Figura 1. Área de estudio.**
Los puntos negros representan el derrotero de los cruceros oceanográficos.
En cuadros azules se marcan las estaciones donde se tomaron muestras discretas para la medición de las variables. Las líneas rojas delimitan las secciones de la zona costa y océano, las estaciones no delimitadas en rojo fueron consideradas zona intermedia.

## Resultados y Discusión

De manera general, se observarón dos condiciones bien diferenciadas en el $\Omega_{ar}$ en el agua del mar de Yucatán. Mientras que en el mes de agosto los valores promedio (±1 D.E.) a nivel superficie (3.86 ± 0.19) y fondo (3.21 ± 0.47) fueron similares y con poca variación, durante el mes de noviembre los

valores fueron más bajos en ambos niveles de profundidad [2.44 (± 0.82) en superficie y 1.70 (± 0.52) en el fondo]. Realizando una exploración entre zonas costa, intermedia y océanica, se observó que el promedio del $\Omega_{ar}$ durante el mes de agosto nunca fue < 3, con excepción del valor promedio de fondo en la zona oceánica (2.61 ± 0.28) (Cuadro 1), lo cual se explica con el incremento de la profundidad, ya que en esta zona la profundidad máxima de las estaciones fue entre los 100 a 200 m, y otras masas de agua con una concentración mayor de CID y pH más bajo pueden estar influyendo en los estados de saturación del aragonita a esta profundidad.

En noviembre, se observó una tendencia diferente, por principio los valores promedio del $\Omega_{ar}$ durante este muestreo fueron más bajos respecto al crucero de agosto (Cuadro 1). Cercanos a la costa el $\Omega_{ar}$ tuvo valores promedio cercanos a 1, tanto en superfice como en fondo. Sin embargo, en la zona intermedia y oceánica estos valores promedio incrementan a nivel superficie, no así a nivel de fondo donde se mantiene un estado de saturación cercano a 1 (Cuadro 1).

Lo anterior también se vío reflejado en su distribución espacial. Durante el mes de agosto (2016), el estado de saturación del aragonita en la superfice es ligeramente más bajo en las estaciones cercanas a la costa (~ 3.7), mientras que el resto de la plataforma parece homogénea con valores mayores respecto a la costa (Figura 2a). En cambio, al nivel de fondo se observó un gradiente costa-océano con valores más altos asociados a la costa y disminuyendo hacia la parte oceánica (Figura 2b).

**Cuadro 1. Condiciones promedio (± 1DE) del estado de saturación del aragonita ($\Omega_{ar}$ ) sobre la Plataforma de Yucatán dividida en tres zonas y a dos diferentes profundidades. N es el número de puestras promediadas.**

| | Zona | Profundidad | N | $\Omega_{ar}$ |
|---|---|---|---|---|
| Agosto (2016) | Costa | Superficie | 7 | 3.62 (± 0.26) |
| | | Fondo | 7 | 3.43 (± 0.23) |
| | Intermedia | Superficie | 21 | 3.91 (± 0.09) |
| | | Fondo | 21 | 3.42 (± 0.33) |
| | Oceánica | Superficie | 9 | 3.95 (± 0.08) |
| | | Fondo | 10 | 2.61 (± 0.28) |
| Noviembre (2015) | Costa | Superficie | 9 | 1.47 (± 0.54) |
| | | Fondo | 9 | 1.51 (± 0.45) |
| | Intermedia | Superficie | 9 | 2.86 (± 0.35) |
| | | Fondo | 11 | 1.89 (± 0.44) |
| | Oceánica | Superficie | 8 | 3.11 (± 0.24) |
| | | Fondo | 8 | 1.65 (± 0.67) |

Respecto al mes de noviembre, además de presentar valores más bajos en $\Omega_{ar}$, se observó un gradiente costa-océano en la superfice, con los valores más bajos asociados a la costa (~ 1) e incrementado hacia la zona océanica (Figura 3a), este mismo comportamiento, pero con un gradiente más sútil se observó en el fondo (Figura 3b), contrario a lo observado durante el mes de agosto (Figura 2b).

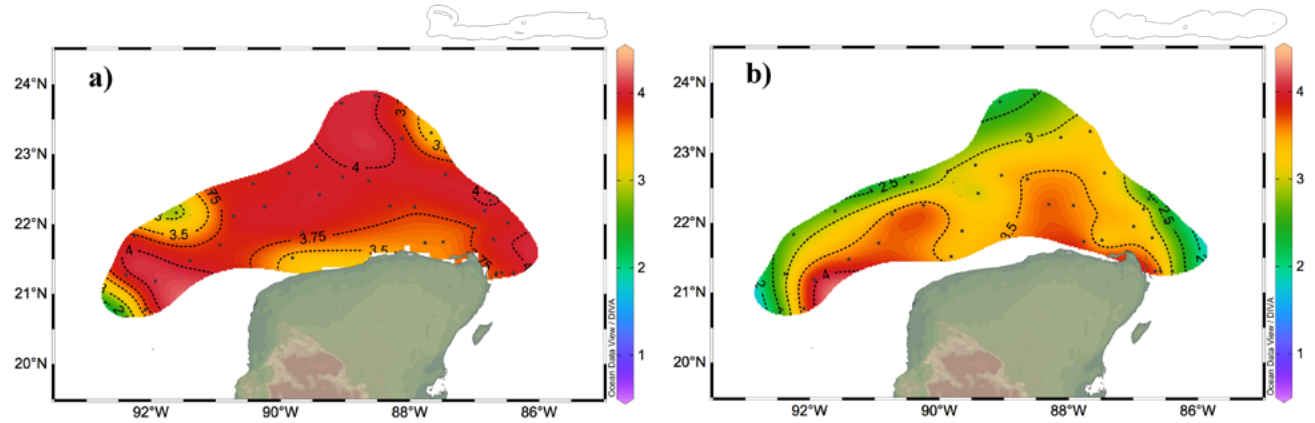



**Figura 2. Mapas superficiales del estado de saturación del aragonita ($\Omega_{ar}$) en el agua de mar sobre la plataforma de Yucatán durante el mes de agosto (2016) a dos niveles de profundidad: a) superficie, y b) fondo.**

Este análisis exploratorio nos permite discutir sobre la variabilidad del $\Omega_{ar}$ no sólo espacialmente, además de su temporalidad. Los altos valores del $\Omega_{ar}$ durante el mes de agosto pueden ser reflejo de la advección de las masas de agua desde el Caribe a través de la corriente de Yucatán (Enríquez *et al*., 2013), que aportan condiciones químicas homogéneas en gran parte del agua superficial. Una influencia costera es mucho más evidente durante el mes de noviembre; la descarga submarina de agua subterránea puede estar contribuyendo no sólo a la disminución del estado de saturación durante este mes, además en el gradiente costa-océano observado en los dos niveles de profundidad. Kwon *et al*. (2004) sugirieron que el volumen de agua subterránea que se descarga en las plataformas puede ser hasta cuatro veces más grande que la descarga generada por ríos.

Esta agua tiene propiedades diferentes debido a las reacciones químicas y biológicas que se da en los acúiferos terrestes y costeros; está enriquecida en CID, tiene bajo oxígeno disuelto y bajo pH (Moore, 2010). La influencia del agua suterránea sobre el mar de la plataforma de Yucatán puede disminuye el $\Omega_{ar}$ a valores muy cercanos a 1 (Figura 3), indicando una posible subsaturación en la columna de agua, particularmente en la zona cercana a la costa. Lo anterior se traduce como que temporalmente y de manera natural existe una condición termodinámicamente favorable para la disolución de los minerales del carbonato con un efecto potencialmente detrimental para los organismos marinos calcificadores (Fabry *et al* 2008).

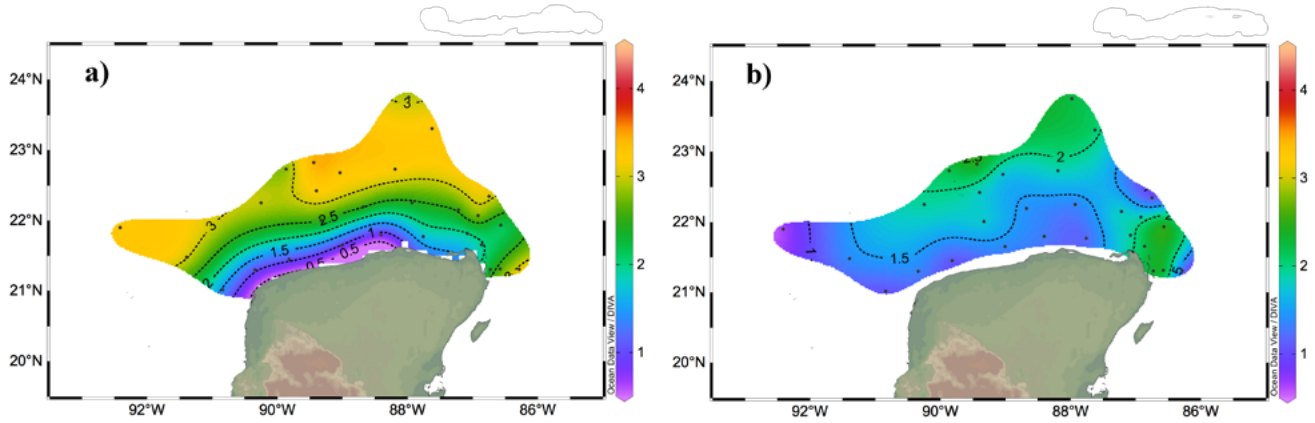



**Figura 3. Mapas superficiales del estado de saturación del aragonita ($\Omega_{ar}$) en el agua de mar sobre la plataforma de Yucatán durante el mes de noviembre (2015) a dos niveles de profundidad: a) superficie, y b) fondo.**

## Conclusiones

Los resultados muestran dos escenarios distintos generados a partir de las condiciones oceanográficas y ambientales prevalecientes: 1) una plataforma con valores mayores a 3 en el estado de saturación del aragonita, con un ligero decremento en la zona costera, durante el mes de agosto (2016) posiblemente reflejo de la advección de masas de agua procedentes del este. Y 2) un estado de saturación del aragonita más bajo durante el mes de noviembre (2015), con valores cercanos a 1. Este escenario posiblemente sea reflejo de la entrada de aguas subterráneas ricas en CID y con un pH bajo. Esta diferencia ente los meses es reflejo de la dinámica temporal presente en la plataforma, en donde lo importante a destacar es que los organismos pueden estar expuestos a condiciones de subsaturación del aragonita, al menos temporalmente.

## Agradecimientos

Se agradece el financiamiento otorgado por la Comisión Nacional de Ciencia y Tecnología y la Secretaría de Energía, a través del Fondo Sectorial CONACYT-SENER-Hidrocarburos. Este trabajo es una contribución del Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGOM).

## Literatura citada

Bauer-Gottwein, P., B. R. N. Gondwe, G. Charvet, L. E. Marín, M. Rebolledo-Vieyra and G. Merediz-Alonso. 2011. Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico. Hydrogeology Journal 19:507-524.

Doney, S. C., V. J. Fabry, R. A. Feely and J. A. Kleypas. 2009. Ocean Acidification: the other $CO_2$ problem. Annual Review of Marine Science 1:169-192.

Enríquez, C., I. J. Mariño-Tapia and J. Herrera-Silveira. 2010. Dispersion in the Yucatan coastal zone: Implications for ted tide events. Continental Shelf Research 30:127-137.

Enríquez, C., I. Mariño-Tapia, G. Jeronimo and L. Capurro-Filograsso. 2013. Thermohaline processes in a tropical coastal zone. Continental Shelf Research 69:101-109.

Fabry, V. J., B. A. Seibel, R. A. Feely and J. C. Orr. 2008. Impacts of ocean acidification on marine fauna and ecosystem process. ICES J. Mar. Science. 65:414-432.

Feely, R. A., C. L. Sabine, R. H. Byrne, F. J. Millero, A. G. Dickson, R. Wanninkhof, A. Murata, L. A. Miller and D. Greeley. 2012. Decadal changes in the aragonite and calcite saturation state of the Pacific Ocean. Global Biogeochemical Cycles 26:1-15.

Gruber, N., M. Gloor, S. E. Mikaloff-Fletcher, S. C. Doney, S. Dutkiewicz, M. J. Follows, M. Gerber, A. R. Jacobson, F. Joos, K. Lindsay, D. Menemenlis, A. Mouchet, S. A. Müller, J. L. Sarmiento and T. Takahashi. 2009. Oceanic sources, sinks, and transport of atmospheric $CO_2$. Global Biogeochemical Cycles 23:1-21.

Hernández-Ayón, J. M., S. L. Belli and A. Zirino. 1999. pH, alkalinity and total $CO_2$ in coastal seawater by potentiometric titration with a difference derivative readout. Analytica Chimica Acta. 394:101-108.

Kwon, E. Y., G. Kim, F. Primeau, W. S. Moore, H. M. Cho, T. DeVries, J. L. Sarmiento, M. A: Charette and Y. K. Cho. 2014. Global estimate of submarine groundwater discharge based on an observationally constrained radium isotope model Geophysical Research Letter 41:8438-8444.

Lewis, E. and D. W. Wallace. 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.

Moore, W. S. 2010. The effect of submarine groundwater discharge on the ocean. Annual Review marine Science 2:59-88.

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.

Schlitzer, R. 2018. Ocean Data View. https://odv.awi.de.

# 2.30. Carbono orgánico particulado en el pelagial oceánico, entre partículas envueltas por membranas e hidrogeles

**Valdés-Villaverde Paola J.**[1]; Almeda-Jauregui Cesar O.[1] y Maske Helmut[1]

[1]Depto. de Oceanografía Biológica, CICESE, Carretera Ens. -Tij. No. 3918, Zona Playitas, C.P. 22860, Ensenada, B.C, México.
Autor para correspondencia: pvaldes@cicese.edu.mx

**Resumen**

Del $CO_2$ antropogénico derivado de la quema de hidrocarburos fósiles, ¼ es secuestrado por los océanos. El proceso de secuestro dominante es la 'bomba biológica', el hundimiento de carbono orgánico particulado (COP) desde la capa superficial hacia el fondo del océano. Durante su hundimiento la mayor parte del COP es oxidado por microbios. Las propiedades físicas y químicas del COP determinan la tasa de hundimiento, su consumo por los microbios y, por consiguiente, la eficiencia de la bomba biológica. El COP se puede dividir en dos componentes; partículas envueltas en membrana, como células vivas y muertas o heces fecales, e hidrogeles. Una fracción de los hidrogeles está representada por las partículas exopoliméricas transparentes (TEP en inglés) y en la literatura se indica que la materia que los forma son exudados de fitoplancton y bacterias. Las TEP se encuentran en aguas marinas y se distribuyen en toda la columna de agua. En este trabajo, se pudo documentar que una clase de hidrogeles se forma espontáneamente a partir de la materia orgánica disuelta (MOD) en todas las profundidades en escalas de tiempo de horas o menos. Este Hidrogel, que tiene alta razón molecular de carbono/nitrógeno, representa una fracción importante del COP entre 10 y 90%. Los experimentos realizados consistieron en re-filtraciones de la misma muestra y el COP encontrado en los filtrados se interpretó como hidrogel después de realizar una corrección por bacterias presentes en el filtrado y la adsorción de MOD en la superficie de los filtros.

**Palabras clave:** *COP*; *hidrogel.*

**Abstract**

About ¼ of anthropogenic $CO_2$ from the burning of fossil hydrocarbons, is captured by the oceans mainly by a process called the ' biological pump ', the sinking of particulate organic carbon (POC) from the superficial layer to the bottom of the ocean. During sinking most of the POC is oxidized by microbes. The physical and chemical properties of POC determine the sinking rate, its consumption by microbes and therefore the efficiency of the biological pump. POC can be divided into two components; membrane-wrapped particles, such as live and dead cells or fecal feces, and hydrogels. A fraction of the hydrogels is represented by the transparent exopolymeric particles (TEP) and in the literature it is indicated that the matter that forms them are exudates of phytoplankton and bacteria. TEP are found in marine waters and distributed throughout the water column. Here we show that hydrogels can be formed spontaneously from the dissolved organic matter (DOM), at all depths and at time scales of hours or less. This hydrogel, which has high molecular ratio of carbon/nitrogen, represents a significant fraction of the POC, between 10 and 90%. The experiments consisted of re-filtrations of the same sample and the POC found in the filtrates was interpreted as hydrogel after making a correction for bacteria and adsorption of DOM to the surface of the filters.

**Key words:** *POC*; *hidrogel.*

## Introducción

La materia orgánica disuelta (MOP) desempeña un papel central en el secuestro de carbono atmosférico y en la ecología de los microbios y animales filtradores en el océano profundo, bomba biológica (Bižić-Ionescu *et al*., 2018). La MOP se clasifica, por convención, como el material retenido por filtros tipo GFF con tamaño de poro de 0.75 µm (0.5 µm después de calcinado) y es medida como carbono orgánico particulado (COP) y nitrógeno orgánico particulado (NOP) (Abdel-Moati, 1990; Nayar y Chou, 2003). Se espera que la MOP esté compuesta en gran parte de detritus, heces fecales, fitoplancton, células de procariontes, agregaciones celulares e hidrogeles. La mayoría de estas partículas orgánicas están contenidas en membranas.

La contribución relativa de los diferentes componentes de la MOP cambia con la profundidad. Sin embargo, una parte significativa de la MOP son geles que se distribuyen en toda la columna de agua. Los hidrogeles se forman a partir de exudados de fitoplacton y bacterias (como las partículas exopoliméricas transparentes, TEP en inglés) o a partir de precursores orgánicos disueltos en el agua de mar. Estas estructuras tridimensionales se asocian y/o desintegran de forma continua en función de las condiciones del medio a través de fuerzas electrostáticas o polares (Figura 1).

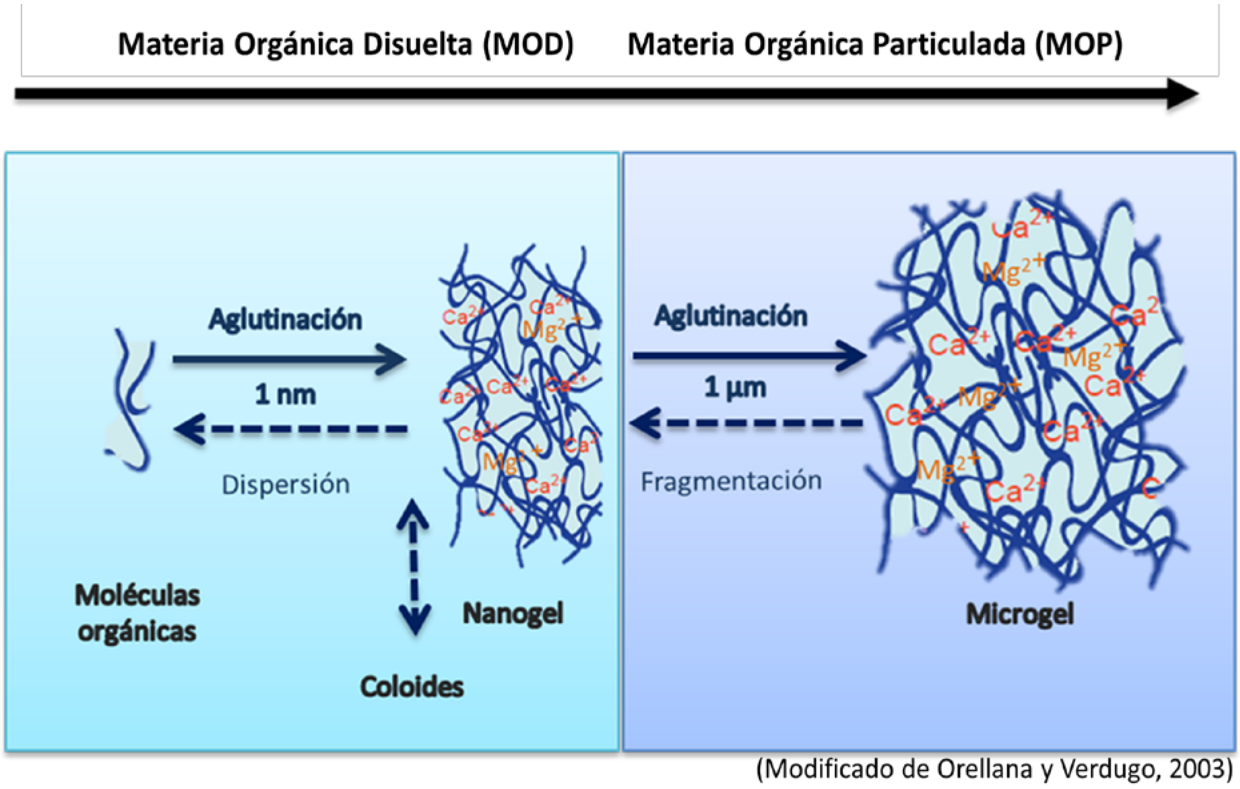



**Figura 1. Transformación e intercambio de materia orgánica disuelta y particulada en forma de geles por procesos de aglutinación y fragmentación.**
Modificado de Orellana y Verdugo (2003).

El método para la determinación de COP y NOP (método CHN) se ha utilizado básicamente sin cambios durante 50 años; las muestras de MOP se filtran en filtros de fibra de vidrio calcinados sin material orgánico. Los instrumentos CHN oxidan los compuestos orgánicos, p. ej. separando los gases ($CO_2$ y $NO_2$) en una columna de desorción térmica y luego cuantificándolos por conductividad térmica.

El papel de los geles en el océano se ha investigado principalmente mediante cuantificación de TEP (Wurl y Holmes, 2008). El método estándar de TEP requiere de filtración a través de filtros de membrana

con poros de 0.45 µm, similar al tamaño de corte de los filtros de GFF calcinados. Debido al tamaño de poro similar utilizados en la filtración COP y TEP, se asume que las muestras de POC incluyen TEP. Es importante recalcar que las TEP representan una proporción desconocida de todos los hidrogeles.

En este trabajo, se propone que parte del COP oceánico medido por los protocolos actuales se compone de hidrogeles y que su contribución relativa depende de la profundidad del agua. Los hidrogeles tienen diferentes propiedades físicas y químicas en comparación con otros componentes de la MOP, por ejemplo, no están contenidas en las membranas y tienen una mayor proporción de carbono-nitrógeno. Los hidrogeles deben cuantificarse y caracterizarse adecuadamente para comprender el papel biogeoquímico del COP.

## Materiales y Métodos

Se colectaron muestras de agua de mar de distintas profundidades en el golfo de México que se filtraron a través de filtros de fibra de vidrio (GF/F Whatman, 25 mm) calcinados a 450 °C por 4 hrs. Se utilizó la filtración secuencial de vacío (Figura 2) con un mantenimiento estricto de la presión diferencial (0.005 MPa). El número de tipo de muestra indica el número de filtraciones secuenciales de la misma muestra. Para comenzar un paso de la filtración secuencial era necesario terminar el paso anterior para tener todo el volumen de muestra disponible. El tiempo mínimo entre cada paso de filtración fue ~1 hora y varió en función del volumen de la muestra, de si se utilizaron dos filtros montados uno sobre el otro (adsorción), y del número de filtraciones paralelas de diferentes muestras. Las muestras (filtros) se congelaron a -20 °C hasta su análisis.

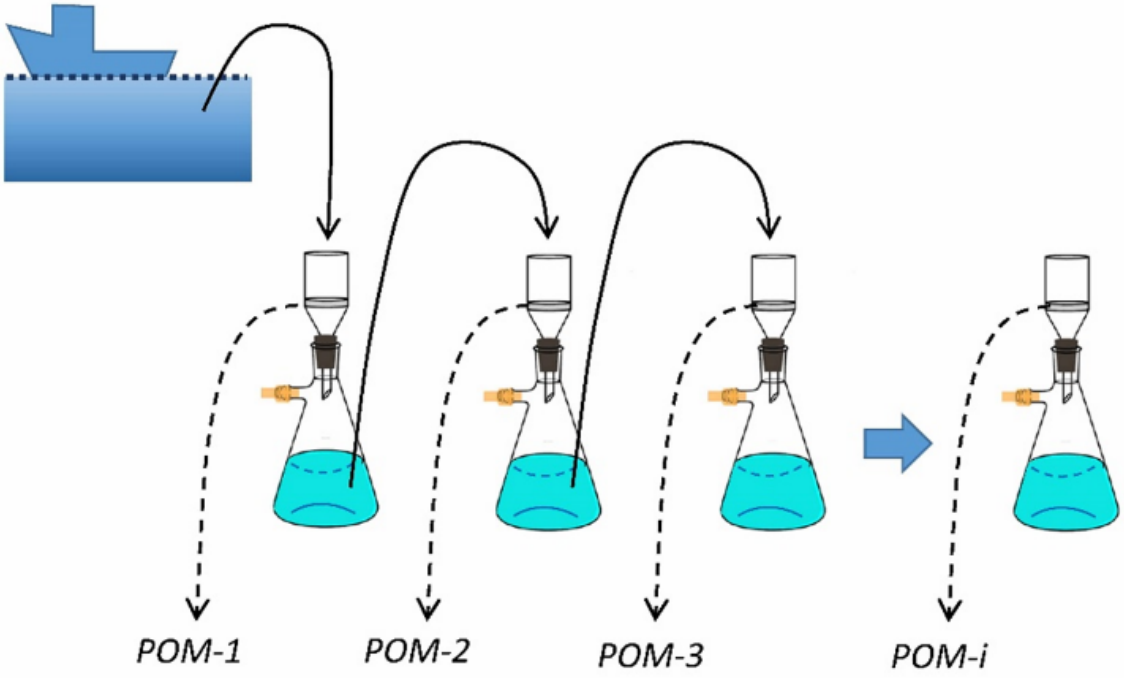



**Figura 2. Filtración secuencial de vacío. La primera filtración (MOP-1) sería equivalente a una colecta común de COP y NOP y se refiere a la suma de MOP-1 y NOP-1.**

Para su análisis, se secaron los filtros a 60 °C durante 6 a 12 hrs. Una vez secos, se analizaron por pirolisis y se cuantificaron con un detector de conductividad térmica con un Analizador Simultáneo de Carbono, Hidrógeno, Nitrógeno y Azufre (Vario MicroCube, Elementar, CAS 103-84-4, Merck Darmstadt) en modo operacional CHN calibrado con acetanilida. Terminado el análisis de las muestras,

se corrigieron manualmente las integraciones de los picos de los cromatogramas arrojados por el software del analizador. Esto debido a una determinación de la línea base automática poco confiable y a limitaciones de la integración de los picos por el programa del instrumento, los cuales resultaban en sobre o subestimaciones de las integraciones. Para los blancos se utilizaron filtros GF/F calcinados nuevos directamente en el aparato. Posteriormente se determinó la concentración de COP (NOP) (µmol/L) en las muestras con base a las áreas de sus picos en los cromatogramas corregidas por blancos y de la calibración con estándar de acetanilida en función del volumen de muestra filtrado. De igual modo, se calculó la razón carbono-nitrógeno (C/N) para cada muestra.

Para determinar la abundancia bacteriana se colectaron 5 mL de muestra y si fijaron con formol amortiguado al 2% final. Se tomó 1 mL de la muestra fijada y se agregaron 10 µL de DAPI 500 µM que se incubó por 10 min en oscuridad. La muestra se filtró a través de un filtro membrana negro (PC, 0.2 µm, 25 mm, Poretics). Se realizó el montaje de la preparación microscópica con 20 µL de una solución 50% glicerol, 50% PBS con p-fenilenediamina al 0.1%. La preparación se observó en un microscopio de epifluorescencia Carl Zeiss con un aumento de 100X utilizando aceite de inmersión de baja fluorescencia. Se seleccionaron campos al azar hasta contar ≥ 300 células por muestra o 20 campos. La abundancia celular se estimó como con la siguiente ecuación:

$$cel/mL = x * F \qquad \text{(Ec. 1)}$$

donde, x es el promedio de células por campo y F es el cociente entre el área del filtro y el área de la rejilla de conteo.

**Resultados y Discusión**

Se obtuvieron muestras de agua de mar de diferentes profundidades en el sur del golfo de México. En la Figura 3, a continuación, se encuentran los datos de COP, NOP y COP/NOP en dos rangos de profundidad, desde < 100 m y > 100 m. Se muestra los datos de la primera filtración y dos filtraciones secuenciales (los números indican cada filtración).

Los valores de la media geométrica muestran una tendencia clara en los datos de superficie (< 100 m) y una disminución significativa con cada re-filtración para COP y NOP (Figura 3). Los valores de NOP-3 son similares a los de NOP-2, aunque el COP-3 tiende a ser más bajo que el COP-2. En cuanto a las muestras profundas, los valores de MOP-2 MOP-3 son similares al MOP-1. Los valores COP/NOP de la superficie muestreada aumentaron fuertemente de MOP-1 = 9,5 a MOP-2 = 37,3, mientras que las muestras profundas mostraron valores altos de COP/NOP (22,1) y ligeros cambios entre refiltraciones. Los valores COP/NOP de las muestras superficiales y profundas fueron similares para MOP-2 y MOP-3, lo que sugiere que el MOP-1 de aguas profundas se compone en gran parte de material similar al de la superficie y de compuestos orgánicos profundos refiltrado.

Para resumir: en las muestras superficiales, las muestras MOP-2 y MOP-3 fueron claramente más bajas en carbono y nitrógeno que el MOP-1 y presentaron una proporción 3 veces mayor de COP/NOP lo que indicaría que los precursores en los filtrados eran principalmente carbohidratos. Por otro lado, las muestras profundas se comportaron de manera muy diferente, y se asume que las partículas formadas a partir de los compuestos orgánicos en el filtrado son similares a las partículas filtradas primero (POM-1).

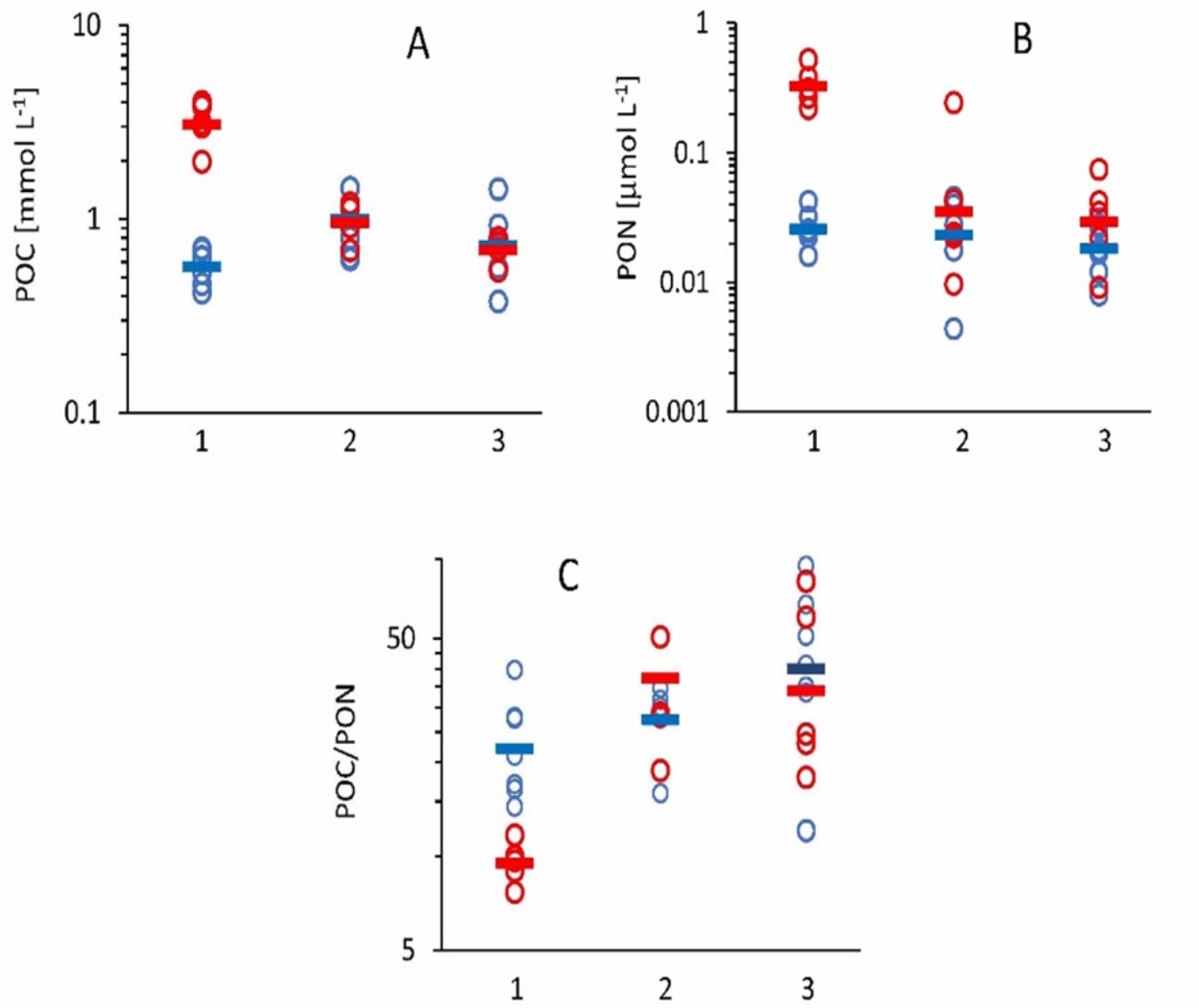



**Figura 3. Datos del golfo de México, A) COP, B) NOP and C) COP/NOP. La abscisa indica el primer filtro (POM-1) (1), POM-2 (2) y POM-3 (3).**
Símbolos rojos: <100 m profundidad; símbolos azules >100 m profundidad. Los círculos indican datos individuales; las barras indican la media geométrica de cada grupo.

Cuando se utilizaron dobles filtros, colocados uno sobre el otro, se observaron pequeñas cantidades de compuestos orgánicos en los filtros inferiores. Este material orgánico ha sido previamente interpretado como orgánicos adsorbidos a las fibras de vidrio del filtro. Se podría argumentar que este material es una pequeña fracción de las partículas que se forman rápidamente a partir de compuestos orgánicos disueltos similares al MOP-2 y posteriores refiltraciones. Otra explicación es que parte del MOP encontrado en el filtro inferior no son compuestos orgánicos adsorbidos sino geles que se forman rápidamente a partir del filtrado después de pasar por el primer filtro. También se he considerado que las bacterias presentes en la muestra pasan a través del filtro superior, pero quedan atrapados en el segundo filtro.

En la Figura 4 se compara el COP medido con el COP calculado en base a la abundancia bacteriana de la muestra antes de la filtración usando 20 fg C/cel (en una población bacteriana oceánica típica). Para estimar el COP bacteriano en el refiltrado, se aplicaron cambios en el cálculo de la biomasa bacteriana en los filtros de COP (filtro superior de COP-2 a COP-i) y a todos los filtros inferiores: el COP bacteriano en el filtro inferior supone que el 60% de las bacterias pasaron a través del filtro superior. Se espera que todas las bacterias no colectadas en el filtro COP-1 superior sean 40% más pequeñas a 20 fg C/cel. La comparación 1:1 muestra que en las muestras de COP-1 superiores contienen un 1-10% de COP

bacteriano. Parte del COP medido es similar al COP bacteriano, la mayoría de las muestras presentan valores de COP mayores a lo que se estimó como COP bacteriano. Con relación a lo anterior, se asumió que parte del COP en los filtros inferiores era COP bacteriano. El resto del COP en los filtros inferiores podría deberse a la absorción de compuestos orgánicos a la superficie de los filtros o a geles formados rápidamente en la interfase de ambos filtros.

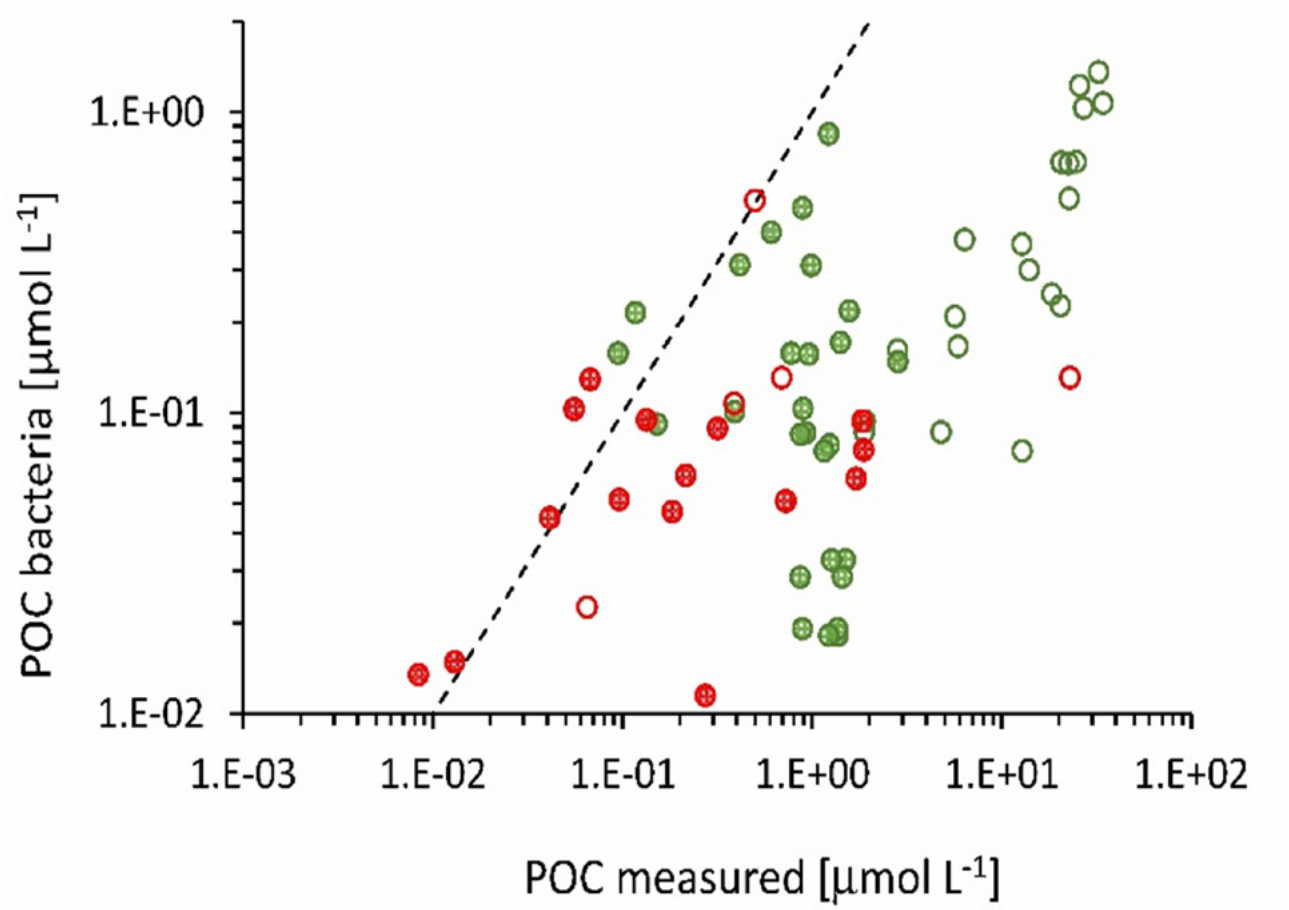



**Figura 4. COP medido vs COP calculado a partir de la abundancia bacteriana en la muestra filtrada usando 20 fg C/cel.**
Verde: filtro superior. Rojo: filtro inferior. Símbolos vacíos son POM-1 y los símbolos rellenos son POM-2 y siguientes. La línea punteada es la relación 1:1. Se asume que el 60% de las bacterias en la muestra pasa a través del filtro superior y se retienen en el filtro inferior (COP bacteriano). Se espera que las bacterias no colectadas en el filtro superior POM-1 sean 40% más pequeñas 20 fg C/cel.

Los resultados de este trabajo sugieren que una fracción variable de la MOP está en balance dinámico con la MOD. Esto implica que si estas partículas son removidas por filtradores o por formación de agregados; los precursores orgánicos formarán nuevos geles rápidamente para mantener el equilibrio. La formación de partículas es una de las vías principales en la transformación de materia orgánica e inorgánica en el océano. Los cambios en la concentración y el tamaño de partículas pueden influir en la distribución de nutrientes y metales y puede modificar las características luminosas y su biodisponibilidad para organismos planctónicos en el medio (Burd y Jackson, 2009). Sin embargo, para comprender mejor el papel de los geles es necesario conocer la naturaleza del precursor disuelto (p. ej. MOD recalcitrante).

En regiones del océano donde la mayor parte de la MOD es recalcitrante (a 1000 de profundidad, por ejemplo), la formación de partículas gelatinosas podría ser considerada como una ventaja para los microbios marinos.

## Conclusiones

En este trabajo se pudo documentar la presencia de MOP en muestras refiltradas incluso después de varias refiltraciones. Además, se documentó la presencia de COP en filtros inferiores, sin embargo, el aporte de las bacterias al COP no es suficiente para explicar la MOP encontrada; se sugiere formación de hidrogeles nuevos entre filtraciones. Con base en los resultados, se propone que existe un intercambio altamente dinámico entre las partículas y las fases disueltas. La formación de partículas puede tener implicaciones ecológicas para las poblaciones planctónicas. Po otro lado, son necesarios más estudios sobre la formación de partículas en el océano para determinar estas implicaciones ecológicas.

## Agradecimientos

Nos gustaría agradecer a los organizadores de la campaña oceanográfica LBA050913 de PEMEX por la oportunidad para realizar la colecta de muestras en el Golfo de México.

## Literatura citada

Abdel-Moati, A. R. 1990. Adsorption of dissolved organic carbon (DOC) on glass fiber filters during particulate organic carbon (POC) determination. Water Research 24:763-764.

Bižić-Ionescu, M, D. Ionescu and H-P. Grossart. 2018. Organic Particles: Heterogeneous Hubs for Microbial Interactions in Aquatic Ecosystems. Frontiers in Microbiology 9:1-15.

Nayar, S. and L. M. Chou. 2003. Relative efficiencies of different filters in retaining phytoplankton for pigment and productivity studies. Estuarine, Coastal and Shelf Sciences, 58:241-248.

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.

Wurl, O. and M. Holmes. 2008. The gelatinous nature of the sea-surface microlayer. Marine Chemistry 110:89-97.

# 2.31. Variación temporal del pH y la temperatura en dos regiones coralinas de Bahías de Huatulco

**Chapa-Balcorta Cecilia**[1]; Pech Daniel[2]; Hernández-Ayón José M.[3]; López-Pérez Andrés[4] y Calderón-Aguilera Luis E.[5]

[1]Instituto de Recursos. Universidad del Mar. Ciudad Universitaria S/N, CP 70902, Puerto Ángel, Oaxaca, México
[2]Departamento de Ciencias en la Sustentabilidad, El Colegio de la Frontera Sur. Avenida Rancho Polígono 2-A, Ciudad Industrial Lerma, CP 24500, Campeche, Campeche, México.
[3]Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California. Carretera Transpeninsular Ensenada - Tijuana No. 3917, CP 22860, Ensenada, Baja California. Autor para correspondencia: cecychb@angel.umar.mx
[4]Departamento de Hidrobiología, Universidad Autónoma Metropolitana, San Rafael Atlixco #186, Vicentina, 09340 Ciudad de México, México.
[5]Departmento de Ecología Marina, Laboratorio de Ecología de la Zona Costera y pesquerías. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Carretera Ensenada. -Tijuana No. 3918, CP 22860 Ensenada, Baja California, México.
Autor para correspondencia: cecychb@angel.umar.mx

## Resumen

La región de estudio se encuentra dentro del Golfo de Tehuantepec, el cual es un laboratorio natural para el estudio de la acidificación del océano, ya que algunas regiones ya presentan valores de pH menores a lo esperado para el océano global en 2100 según el Panel intergubernamental del Cambio Climático. Se presenta el resultado de un monitoreo costero en playas La Entrega y Maguey y se discuten algunos elementos necesarios para realizar estudios de vulnerabilidad. La región presenta bajos valores de pH (<8) y baja temperatura (<25 °C) durante la temporada de vientos Tehuanos, en la cual el agua subsuperficial subtropical, con bajo pH que alcanzan las regiones donde se distribuyen las comunidades coralinas. Esto sugiere una amenaza para estas comunidades. Sin embargo, aún no se cuenta con la información suficiente de las magnitudes, y variabilidad de las amenazas, sensibilidad de los corales y capacidad de recuperación como para hacer un diagnóstico integral. La progresiva pero débil disminución de la temperatura en el largo plazo sugiere una ligera acidificación en el futuro.

**Key words:** *carbono*; *biogeoquímica*; *acidificación*; *vulnerabilidad.*

## Abstract

The study area is located inside the Gulf of Tehuantepec, which is a natural laboratory for the study of ocean acidification, since some regions already have lower pH values than expected for the global ocean by 2100, according to the IPCC. We present the result of coastal sampling at La Entrega and Maguey bays, and discuss about the elements needed for vulnerability evaluations. The region shows low pH values (<8.0) and temperature (<25 °C) during Tehuano season, when low pH subtropical subsurface water reaches the areas where coral communities are located. The low pH values represent a threat for coral communities. However more information is needed about the magnitude and variability of this and other threats, coral sensibility and recovery capacity, in order to produce an integrative diagnosis. The weak but progressive decrease of sea surface temperature in the región suggests a possible acidification effect in the future.

**Key words:** *carbon*; *biogeochemistry*; *acidification*; *vulnerability.*

## Introducción

En años recientes se ha demostrado que diversas especies de corales son particularmente sensibles a la acidificación del océano. El pH del océano depende principalmente del sistema de carbonatos. Por cada molécula de $CO_2$ que entra y reacciona con el agua, se liberan dos iones hidrógeno y en consecuencia el pH disminuye. Este efecto ha incrementado debido a las emisiones antropogénicas de $CO_2$ hacia la atmósfera. En abril de 2019 el $CO_2$ atmosférico alcanzó 413.32 µatm, el valor máximo histórico alcanzado en la historia de la humanidad y en los últimos 800 000 años (https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/). Al 2018, el océano absorbía 2.5 ± 0.5 GtC por año (Le Quéré *et al*., 2018) es decir aproximadamente el 29% de las emisiones antropogénicas. Esto implica una mayor exposición de los corales a aguas cada vez más corrosivas. Las comunidades coralinas de Huatulco poseen una alta biodiversidad y son de importancia ecológica y económica por los servicios ambientales que proveen, así como por ser el hábitat de una gran cantidad de especies (Calderón Aguilera *et al.*, 2017; Chapa-Balcorta *et al*., 2017). Junto con las comunidades coralinas de la costa de Guerrero, albergan más de 600 especies (López-Pérez *et al*., 2019 a pesar de que el Golfo de Tehuantepec presenta valores de pH cerca de la superficie (20-30 m) por debajo de los esperados en 2100 para el océano global. Cerca de la costa se ha observado dicha agua a 30 m de profundidad frente a la Entrega (Ruiz-Pérez, 2019). Esto puede estar limitando el crecimiento de los arrecifes coralinos de la región. Sin embargo, también se ha reportado que el efecto de aportes de ríos puede amortiguar la acidificación Así mismo, la plasticidad fenotípica de algunos corales adaptados a regiones con alta variabilidad de pH y/o temperatura, desarrollan estrategias para compensar dichos cambios (Mayfield *et al*., 2013). Para poder tener una idea clara de los impactos futuros que tendrá la acidificación sobre los arrecifes de coral es necesario evaluar la vulnerabilidad ante los escenarios futuros de progresiva acidificación del océano, de tal forma que no solo se evalúe la exposición de los corales a condiciones de acidificación, sino que también se tomen en cuenta la respuesta de los organismos en los diversos niveles de organización del ecosistema, así como su capacidad de recuperación (Figura 1). Sin embargo, para la mayoría de los arrecifes coralinos de México la información necesaria para llevar a cabo este tipo de estudios es insuficiente en el mejor de los casos y en otros es nula. Por lo anterior, este trabajo pretende evaluar los cambios temporales de pH y temperatura, las cuales son amenazas ante las comunidades coralinas de Bahías de Huatulco.

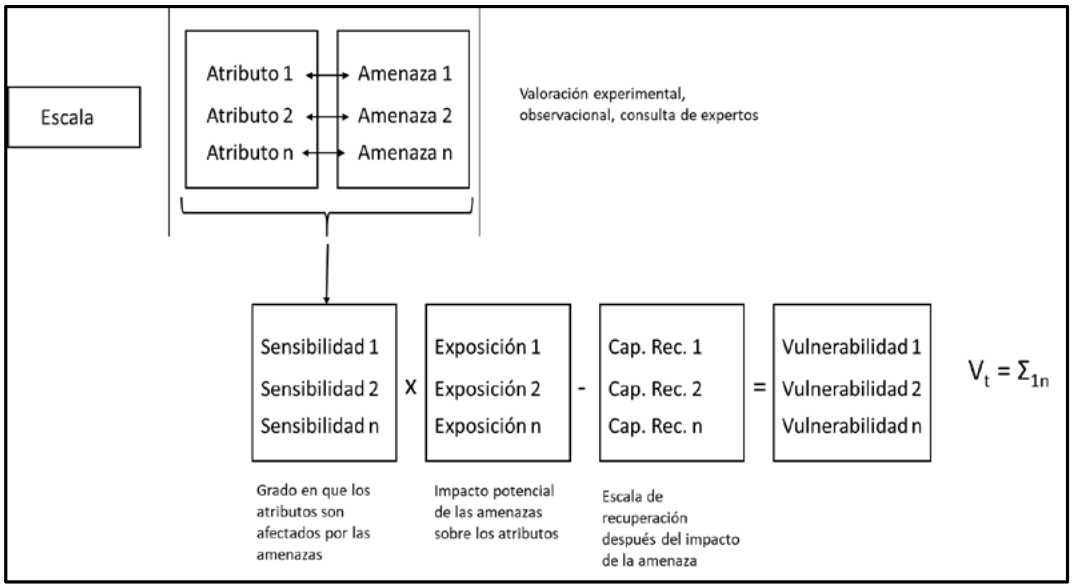



**Figura 1. Esquema general metodológico para la evaluación de la vulnerabilidad.**
Cap. Rec = Capacidad de recuperación; Vt = Vulnerabilidad total.

## Materiales y Métodos

Se evaluó la variabilidad temporal del pH y temperatura frente a las bahías de la Entrega y Maguey entre 2013 y 2015 (Figura 1). Asi mismo se analizó la variabilidad de largo plazo de la temperatura superficial del mar para contextualizar los resultados en términos de la progresión de la acidificación del océano (Figura 2). Los datos de pH se obtuvieron a partir de mediciones de muestras de agua de mar. Se recolectaron muestras discretas de agua a bordo de una lancha con motor fuera de borda. Se llevaron a cabo siete campañas de muestreo entre marzo de 2013 y abril de 2016 con el objetivo de tener información representativa de distintas condiciones estacionales. Se tomaron muestras discretas de superficie, 10, 20 y 30 m de profundidad en función de la batimetría. Las muestras fueron colectadas en botellas Niskin de 5 L y posteriormente colocadas en botellas de borosilicato de sodio, fijadas con una solución concentrada de HgCl2 y selladas con grasa Apiezon® y ligas para evitar el intercambio gaseoso con la atmósfera. EL análisis de las muestras en el laboratorio consistió en la cuantificación de carbono inorgánico disuelto (CID) y alcalinidad total (AT), a partir de los cuales se calculó el pH en escala de agua de mar. La medición de CID se llevó a cabo mediante un método coulométrico, utilizando un sistema UIC Inc. de acuerdo a Johnson *et al*. (1987). La AT se midió mediante el método potenciométrico de Hernández-Ayón *et al*. (1999). La calibración de los métodos utilizados se realizó utilizando material de referencia certificado generado por Andrew Dickson en Scripps Institution of Oceanography, de la Universidad de California, San Diego.La temperatura in situ se midió mediante un CTD SBE19. Al momento de colectar las muestras de agua. Así mismo se utilizaron datos mensuales de temperatura superficial del mar (SST) obtenidos a partir de imágenes satelitales AVHRR de la temperatura superficial con resolución espacial de 0. 25º correspondientes a 1988 – 2009 (21 años) para observar la variabilidad estacional, así como el cambio en la SST en el largo plazo. Para ello se extrajo la serie de tiempo correspondiente a las coordenadas más cercanas a bahías de Huatulco. De cada imagen se obtuvieron nueve valores (cuadrados de 3x3 nodos) los cuales se promediaron para obtener un solo valor por imagen. Se hizo un ajuste lineal de los datos para observar el cambio de temperatura a largo plazo.

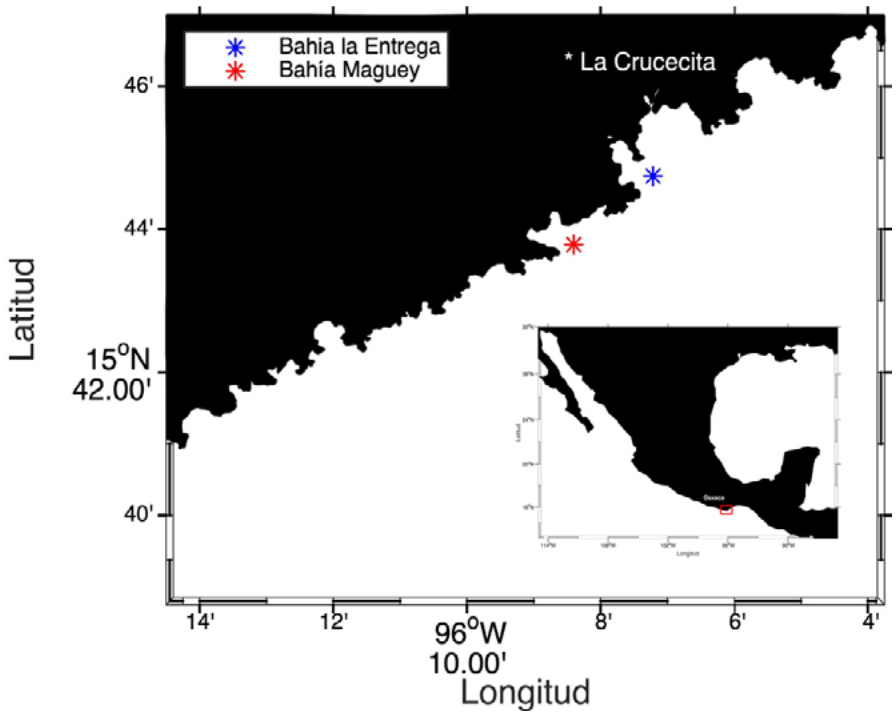



**Figura 2. Localización del área de estudio.**

## Resultados y Discusión

Un estudio de vulnerabilidad contempla diversos atributos (Figura 1), en este caso nos centramos en dos variables que pueden considerarse amenazas para la tasa de calcificación de los corales: la temperatura y el pH. Poco aun es lo que se conoce sobre la sensibilidad de los corales, así como de su capacidad de recuperación. La SST tiene una variabilidad estacional e interanual en la región. Según estudios previos la variabilidad interanual está asociada principalmente con El Niño Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés (Aguirre-Gómez *et al*., 2012; Chapa-Balcorta 2016). La Figura 3 muestra la serie de tiempo de SST. Esta presenta variaciones estacionales asociadas principalmente a las temporadas del año. En los meses de invierno las temperaturas bajan drásticamente por debajo de los 25ºC. Los mínimos y máximos observados son aquellos ocurridos durante años ENSO). El promedio de la temperatura en la región (50 km a la redonda) es de 27.55ºC. A pesar del incremento de la temperatura del océano global, en el caso de la región de estudio la pendiente del ajuste lineal indica que la temperatura se encuentra disminuyendo lentamente (0.0024ºC año$^{-1}$). Dado que la región se ve influenciada por la oceanografía regional, con ascenso del agua subsuperficial subtropical rica en CID cerca de la costa, es probable que dicha disminución esté relacionada con un incremento en la intensidad, frecuencia o duración de surgencias y otros procesos que promuevan la mezcla o el ascenso del agua subsuperficial. Sin embargo, se necesita más información sobre los procesos dominantes a nivel local para poder tener una idea clara de las causas del enfriamiento y si éste es significativo.

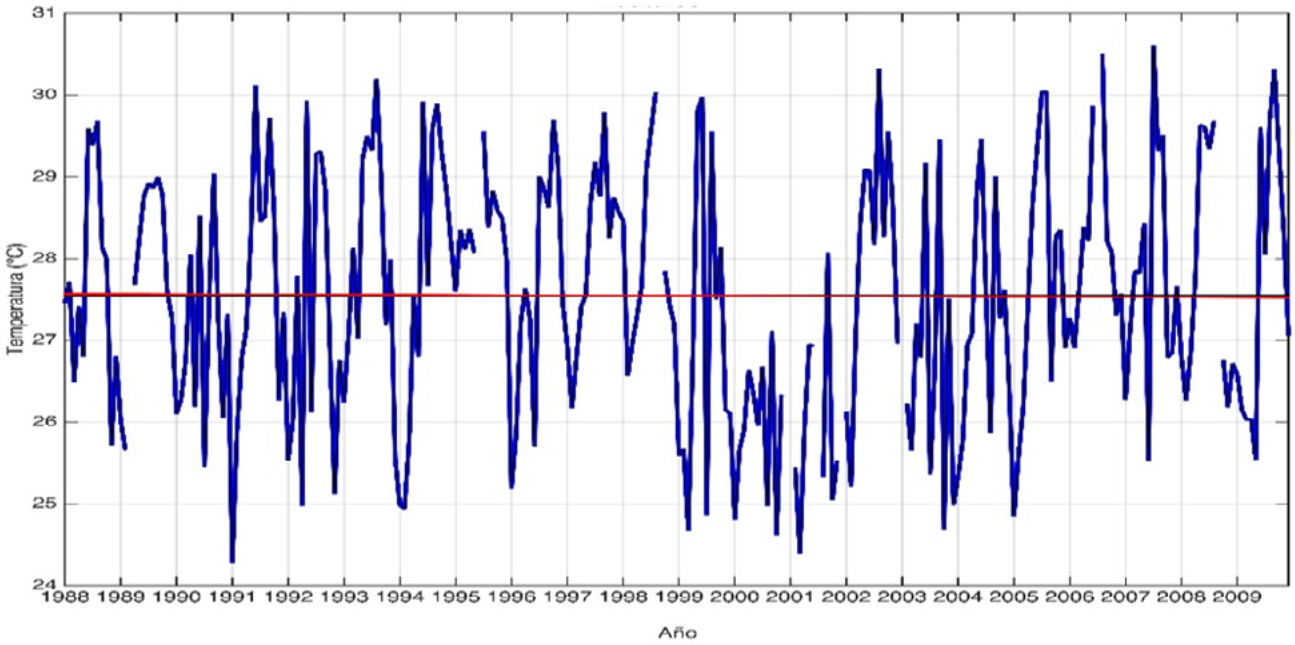



**Figura 3. Serie de tiempo mensual de temperatura superficial del mar (ºC) en la costa de Huatulco (50 km a la redonda) entre 1988 y 2009.**
La línea negra indica el valor promedio (27.55ºC). La línea de tendencia se muestra en color rojo, con una pendiente de – 0.0002ºC.
Elaborado a partir de datos AVHRR cortesía de NASA.

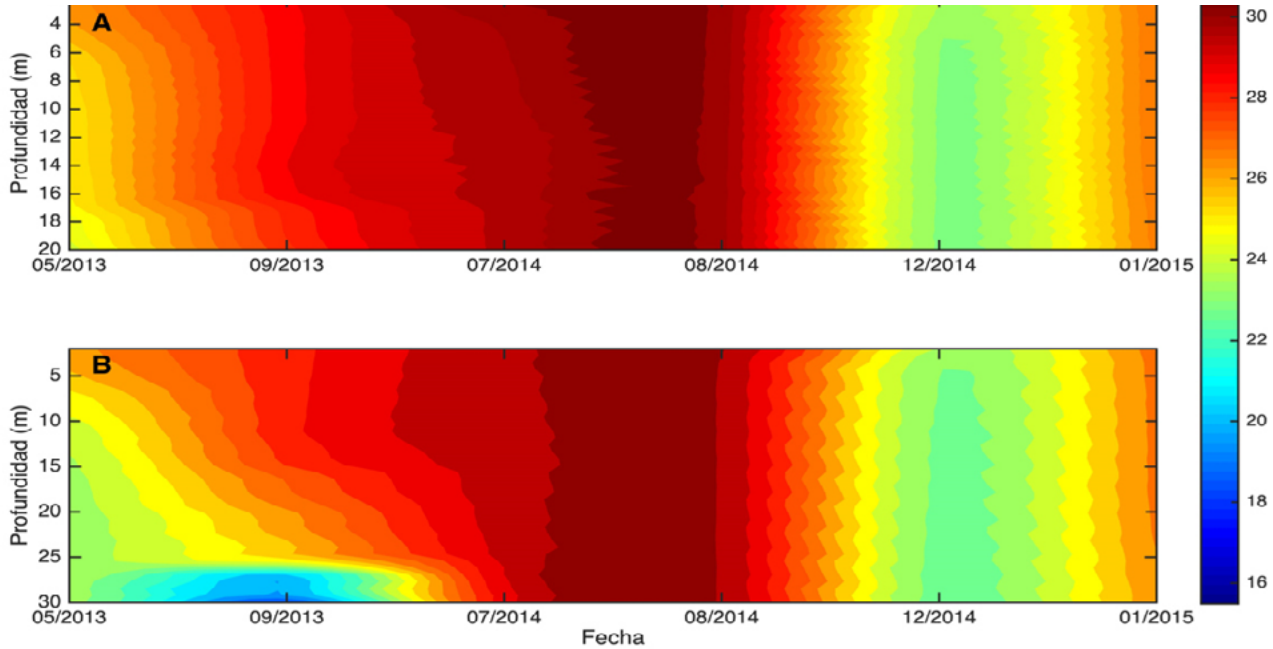



**Figura 4. Serie de tiempo temperatura superficial del mar (ºC) frente a playa La entrega (A) y Maguey (B) entre 2013 y 2015.**

Los cambios estacionales observados en la base de datos de largo plazo también se ven reflejados en los muestreos *in situ*. (Figura 4). Las temperaturas más bajas se observan durante septiembre a partir de los 30 m y en toda la columna de agua durante diciembre y enero. Dicho enfriamiento viene de la mano con la acidificación, ya que la misma agua subsuperficial subtropical que enfría la superficie tiene valores de pH menores a 8.0 (Chapa-Balcorta *et al.*, 2015). La Figura 5 muestra los pulsos de acidificación ocurridos en las regiones de estudio seis muestreos. En mayo se registraron los máximos (superficie) y los mínimos valores de pH (30 m). Durante los muestreos de diciembre y enero la columna de agua se mostró mezclada con valores similares tanto en superficie como en el fondo, que oscilan entre 7.85 y 8.0. Por lo que es posible aseverar que los corales de la zona se encuentran expuestos a aguas más acidas durante estos meses. La exposición a aguas corrosivas es una amenaza importante, sin embargo se requieren estudios sobre la sensibilidad de los corales y su capacidad de recuperación para entender que tan vulnerables son a la acidificación. En cuanto a la sensibilidad, Tortolero-Langarica *et al*. (2017) reportaron que *Pocillopora verrucosa*, *P. damicornis* y *P. capitata* presentaron menores tasas de calcificación durante el evento La Niña 2010-2011(que generalmente se caracteriza por agua fría y de menor pH) y al siguiente año, en condiciones no ENSO dicha tasa incrementó de 5.03 a 6.02. En cuanto a la recuperación, dichos autores mencionaron que el incrementar sus tasas de calcificación y crecimiento les permite recuperarse más rápidamente. En la región, Medellín-Maldonado *et al*., 2016 reportaron las tasas de calcificación de tres especies en La entrega, en donde muestran que las tasas de calcificación son menores en La entrega, en comparación con corales de regiones con mayores latitudes del Pacifico tropical mexicano. En cuanto a la recuperación no existen estudios aun publicados de este tipo que permitan saber que tan rápido se pueden recuperar los corales de la región a la disminución de pH en los meses de invierno.

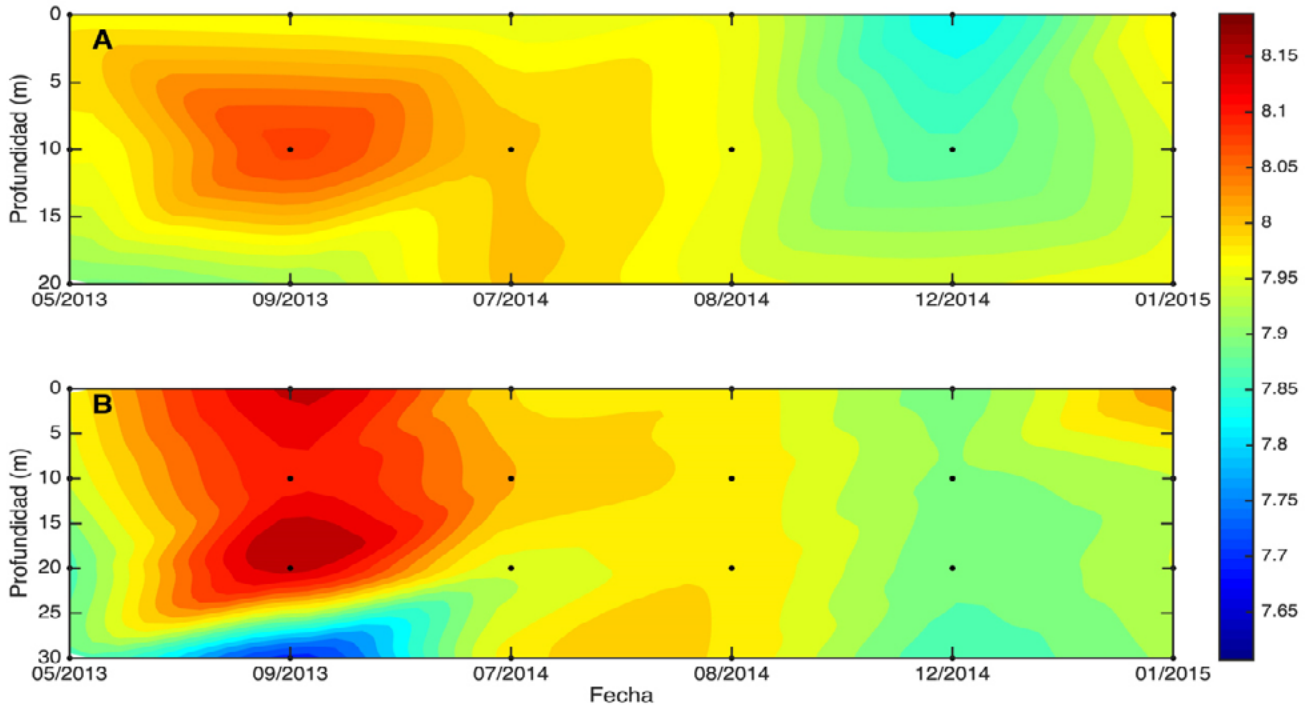



**Figura 5. Serie de tiempo de pH en la escala de agua de mar, durante siete muestreos entre 2013 y 2015 Frente a Bahía La Entrega (A) y Maguey (B), Huatulco, Oaxaca.**
Chapa-Balcorta *et al.*, en proceso.

## Conclusiones

Los corales de la región están expuestos a pulsos de baja temperatura (menor a 25 °C) y bajo pH (<8.0) durante los meses de invierno, correspondientes a la temporada de vientos Tehuanos. Es probable que este efecto incremente ligeramente en el futuro, pero aún existen muchas incertidumbres en torno a dicha disminución. Se requiere una mayor cantidad de estudios *in situ* y en laboratorio de las respuestas de los corales y otros organismos calificadores ante la acidificación del océano con el objetivo de poder conocer cuál es la sensibilidad de los corales a la acidificación del océano, así como la capacidad y tiempos de recuperación de los mismos.

## Agradecimientos

Los autores agradecen su apoyo al fondo Sectorial SEP- CONACyT (proyecto 236654) y al fondo sectorial SEMARNAT-CONACyT Proyecto (278637).

## Literatura citada


Aguirre-Gómez, R., O. Salmerón-García and R. Alvarez. 2012. Satelite observaciones of the efectos ENSO on the Tehuantepec and Papagayo upwellings. Interciencia 37:828-832.

Calderón-Aguilera, L. E., H. Reyes Bonilla, C. O. Norzagaray-López and R. A. López-Pérez, R. 2017. Los arrecifes coralinos de México: servicios ambientales y secuestro de carbono. Elementos para Políticas Públicas 1:53-62.

Chapa-Balcorta, C., J. M. Hernández-Ayon, R. Durazo, E. Beier, S. R. Alin and A. López-Pérez. 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.

Chapa-Balcorta, C., M. Hernandez-Ayon, A. López-Pérez, O. Norzagaray-López y R. Guerra. 2017. Intercambio océano-atmósfera de $CO_2$ en un ecosistema coralino del Pacífico tropical mexicano. pp. 283-289. En: Paz, F. y R. Torres (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2017. 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.

Chapa-Balcorta. 2016. Dinámica del carbono inorgánico disuelto en el Golfo de Tehuantepec. Tesis de Doctorado. Facultad de Ciencias Marinas. UABC. 148 p.

Hernández-Ayón, J. M., S. L. Bellib and A. Zirino. 1999. pH, alkalinity and total $CO_2$ in coastal seawater by potentiometric titration with a difference derivative readout. Analytica Chimica Acta 394:101-108.

Johnson, K., J. Sieburth, P. Williams and L. Brändström. 1987. Coulometric total carbon dioxide analysis for marine studies: Automation and calibration. Marine Chemistry 21:117-133.

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.

López-Pérez, A., R. Granja-Fernández, O. Valencia-Méndez, C. Aparicio-Cid, A. M. Torres-Huerta, N. A. Barrientos-Luján, F. Benítez-Villalobos and L. Hernández. 2019. Biodiversity Associated with Southern Mexican Pacific Coral Systems. pp. 119-144. *In*: Ibañez, A. L. (ed.). Mexican Aquatic Environments Springer. A General View from Hidrobiology to Fisheries. Springer.

Mayfield, A. B., T. Y. Fan and C. S. Chen. 2013. Physiological acclimation to elevated temperature in a reef-building coral from an upwelling environment. Coral Reefs. 32:909-921.

Medellín-Maldonado, F., R. A. Cabral-Tena, A. López-Pérez, L. E. Calderón-Aguilera, C. Norzagaray-López, C. Chapa-Balcorta and R. C. Zepeta-Vilchis. 2016. Calcificación de las principales especies de corales constructoras de arrecifes en la costa del Pacífico del sur de México. Ciencias marinas 42:209-225.

Ruiz-Pérez, G. 2019. Efecto del río Copalita sobre el en el sistema de carbonatos en la zona costera de Huatulco, Oaxaca. Tesis de Licenciatura. Oceanología. Universidad del Mar. Puerto Ángel, Oaxaca. 69 p.

Tortolero-Langarica, J de J. A., A. P. Rodríguez-Troncoso, A. L. Cupul-Magaña and J. P. Carricart-Ganivet. 2017. Calcification and growth rate recovery of the reef-building *Pocillopora* species in the northeast tropical Pacific following an ENSO disturbance. PeerJ. doi.org/10.7717/peerj.3191.

# 2.32. Variación de temperatura superficial del mar y clorofila-a en costas del centro de Veracruz, México

**Chamlaty-Fayad Yusef E.**[1]; Cepeda-Morales Jushiro A.[2] y Martínez-Serrano Ibiza[1,3]

[1]Posgrado Maestría en Ciencias Biológicas, Facultad de Biología, Universidad Veracruzana. Circ. Gonzálo Aguirre-Beltrán s/n, Col. Zona Universitaria, CP 91090, Xalapa, Veracruz.
[2]Laboratorio de Percepción Remota Satelital de Ecosistemas Costeros y Oceánicos. Centro Nayarita de Innovación y Transferencia de Tecnología. Ciudad de la Cultura Amado Nervo, CP 63150, Tepic, Nayarit.
[3]Laboratorio de Hidrobiología, Facultad de Biología, Universidad Veracruzana. Circ. Gonzálo Aguirre-Beltrán s/n, Col. Zona Universitaria, CP 91090, Xalapa, Veracruz.
Autor para correspondencia: yuschamlaty@gmail.com

## Resumen

Factores oceanográficos como la temperatura del mar y atmosféricos como la circulación del viento, tienen influencia en la biomasa del fitoplancton dentro de los ambientes marinos, definiendo en conjunto la producción de los ecosistemas costeros. Se analizaron datos satelitales de 2003 a 2018, sobre temperatura superficial del mar, concentración de clorofila-a y velocidad del viento frente a las costas del centro de Veracruz, específicamente el Sistema Arrecifal Veracruzano. La climatología mensual de temperatura mostró un marcado ciclo anual con una amplitud de ~8 °C durante todos los años. Se presentaron aguas más cálidas en verano (mayo a octubre) durante temporada de "Lluvias", con un intervalo de 26 a 30 °C, principalmente en zonas situadas más al sur latitudinalmente. Posteriormente, durante los meses de invierno (noviembre a febrero) en época de "Nortes", ocurrió una transición de aguas más frías (22-23 °C) provenientes del norte. Los datos de clorofila-a mostraron un patrón de alta heterogeneidad durante los años analizados. Los valores mínimos se observaron durante el periodo de "Secas" (primavera), incrementando durante "Lluvias", debido a descargas pluviales. Las concentraciones más elevadas (~4.0 mg/m$^3$) se presentaron durante la temporada de "Nortes", relacionado al incremento de la velocidad del viento y eventos de surgencia, lo cual mueve la columna de agua llevando materia orgánica y nutrientes desde el fondo a disposición de los organismos fitoplanctónicos. La clorofila-a y el viento variaron de manera latitudinal entre la zona costera y oceánica.

**Palabras clave:** *ciclo biogeoquímico*; *climatología*; *corrientes marinas*; *fitoplancton*; *percepción remota satelital.*

## Abstract

Oceanographic factors such as sea surface temperature and phytoplankton biomass have great ecological importance within marine environments, since they control physical, biogeochemical and biological processes such as photosynthesis, decomposition of organic matter and biogeochemical cycles, which influences the marine biodiversity. The variation of the Sea Surface Temperature, the chlorophyll-a concentration and the wind speed against the coasts of the center of Veracruz was analyzed, with data from 2003 to 2018 by satellite remote sensing information of the MODIS sensor of the AQUA and TERRA platforms. The monthly climatology showed a variation of ~ 8 °C at all years. Warmer waters were observed in the summer (May to October) in the "Rainy" season, with a range of 26 to 30 °C, mainly in areas farther south latitudinally. Subsequently, during the months of November to February a colder water transition (22-23 °C) from the north occurred. The chlorophyll-a data showed a pattern of high heterogeneity during all the years. The minimum values were observed during the "Dry" period (spring), increasing during "Rainy" season, due to rain discharges. The highest concentrations (~4 mg/m$^3$) occurred during the "cold fronts" season, related to the increase in wind speed and upwelling events,

which moves the water column carrying organic matter and nutrients from the bottom to disposition of phytoplankton organisms. The chlorophyll-a and the wind speed varied longitudinally between the coastal and oceanic zones.

**Key words:** *biogeochemical cycle*; *climatology*; *ocean currents*; *phytoplankton*; *satellite remote sensing.*

## Introducción

Los factores oceanográficos como la temperatura del agua y la concentración de clorofila tienen relación directa con diversidad de los ecosistemas marinos y los ciclos biogeoquímicos. En los ecosistemas costeros, se ha observado que existe un mayor dinamismo de nutrientes y elementos químicos, influenciado por cambios estacionales, la radiación solar en la superficie y las descargas de los ríos al océano. Esto repercute fuertemente en la oscilación de los factores oceanográficos de manera espacial y temporal (Williamson, 1997; Gattuso *et al*., 1998).

En toda la zona del Golfo de México, especialmente para Veracruz, existe gran variación en los parámetros de la temperatura superficial del mar (SST) y concentraciones de clorofila (Chla). Sin embargo, han sido pocos estudios en amplias escalas espaciales y temporales, debido a lo complicado de reunir datos oceanográficos precisos. Frente a las costas de Veracruz, la circulación del océano se mueve en el sentido de las manecillas del reloj (anticiclónicamente) de manera que el agua subtropical entra al Golfo de México con altas temperaturas durante el verano, de manera contraria durante el invierno, circulando aguas templadas desde el noroeste. Lo anterior genera cambios en las condiciones climáticas que derivan en tres estaciones durante el año: ("Nortes", "Lluvias" y "Secas") (Salas-Pérez y Granados Barba, 2008; Avendaño-Álvarez, 2013).

Desde 1980, la mayoría de la información sobre variables oceanográficas a nivel global, entre ellas SST y el color del océano se han hecho mediante el uso de percepción remota satelital. Esta información permite estudiar distintos fenómenos del océano durante todos los días durante el año y abarcando extensas áreas de estudio con datos bien validados (Oyama *et al*., 2009; Syariz *et al*., 2015; Cepeda-Morales *et al*., 2017).

Por lo anterior el objetivo de este estudio fue analizar el comportamiento estacional de la temperatura superficial del mar, la concentración de clorofila y el flujo de viento frente a costas del centro de Veracruz y su variación anual durante los últimos 16 años, utilizando productos de percepción remota satelital de alta resolución.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

Este estudió se llevó a cabo analizando información de percepción remota satelital frente a costas del centro de Veracruz. Se estableció como área de estudio un cuadrante de análisis de 300 km$^2$, entre las coordenadas en decimales de latitud 21.4 a 18.4 °N y longitud -93.7 a -96.7 °O. El área de estudio abarca principalmente costas de los municipios de La Antigua, Veracruz, Boca del Rio, Alvarado, San Andrés Tuxtla y Catemaco. Frente a estas costas ocurren distintos procesos dinámicos relacionados a corrientes marinas y fenómenos de mesoescala, es por lo que se consideró esta zona central de Veracruz (Figura 1).

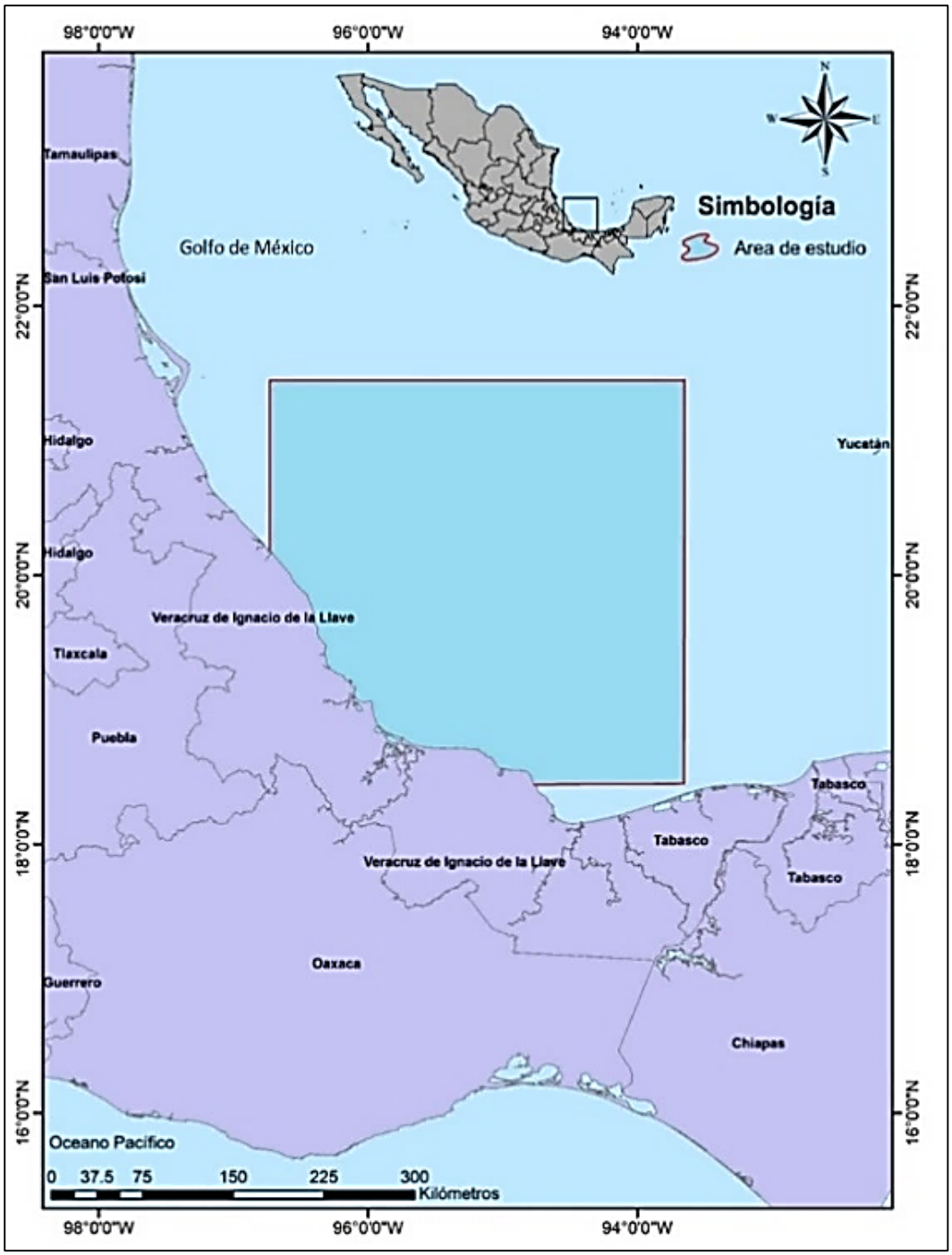



**Figura 1. Localización del área de estudio.**
Polígono establecido frente a las costas del centro de Veracruz, México.
Elaboración propia.

## *Metodología*

El estudio tuvo dos objetivos, el primero fue observar la climatología espacial y temporal de SST, Chla y actividad del viento a lo largo de 16 años (2003-2018) frente al centro de Veracruz; el segundo fue determinar la variación espacial y temporal del ciclo anual entre las zonas costeras (latitud 19 a 19.2 °N y longitud -95.5 a -95.3 °O) y oceánicas (latitud 21 a 21.2 °N y longitud -94.2 a -94 °O), diferenciadas por la extensión de la plataforma continental.

Se construyeron bases de datos de SST con información del producto de 1 km nivel L4 generada por el *Group for High Resolution Sea Surface Temperature* (GHRSST) y proporcionados por el *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) de la NASA. Este producto fue generado a partir de varios sensores remotos como ***Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*** (**MODIS)** y contuvo datos diarios libres de los vacíos generados por el efecto de las nubes y a una resolución espacial de 1 km por pixel (Chao *et al*., 2009).

Para el análisis de Chla se utilizaron productos generados por el *NASA's Ocean Biology Processing Group* (OBPG) que procesa las reflectividades del sensor MODIS a bordo de los satélites Terra y Aqua. El cálculo de Chla emplea los algoritmos empíricos estándar OC3/OC4 (OCx) *band ratio algorithm merged with the color index* (CI) (Hu *et al.*, 2012). Se construyeron base de datos con los productos diarios de nivel L2 a una resolución espacial de 1 km por pixel.

Se construyeron bases datos de magnitud y dirección del viento, utilizando datos generados por el proyecto *Cross-Calibrated Multi-Platform (*CCMP) por *Remote Sensing Systems* (REMSS), donde utilizaron un "Método de Análisis Variacional" (VAM) Los datos de CCMP incluye datos satelitales derivados de instrumentos como *SSM/I*, *SSMIS*, *AMSR-E*, *TRMM TMI*, *QuikSCAT*, *SeaWinds*, *WindSat* (Atlas *et al.*, 2011). Las bases de datos de viento se construyeron con compuestos mensuales a una resolución espacial de 25 km por pixel.

Para procesar los productos diarios de SST, Chla y los mensuales de viento obtenidos en formatos NETCDF (.nc), se generaron y procesaron matrices compuestas de los promedios mensuales desde 01/01/2003 al 31/12/2018 y se construyeron diagramas Hovmöller para representar la variación temporal y espacial.

La descarga y procesamiento de la información fue realizada en el Laboratorio de Percepción Remota Satelital de Ecosistemas Continetales y Oceánicos (PERSEO), del Centro Nayarita de Innovación y Transferencia de Tecnología (CENITT), en Tepic, Nayarit, México.

## Resultados y Discusión

### *Climatología y variación de SST*

Se obtuvo el promedio mensual de SST, Chla y el viento desde 2003 a 2018 en el cuadrante de estudio y se observó la climatología espacial y temporal. La temperatura mostró un patrón anual con una marcada estacionalidad, de 22 °C en "Nortes" (invierno) a 31 °C en "Lluvias" (verano). En las estaciones de verano y parte de otoño se identificó un calentamiento meridional, es decir, las isotermas oscilaron paralelas a la costa. Mientras que, en el resto del año se identificó un calentamiento y enfriamiento latitudinal típico, de máximas temperaturas en las bajas latitudes que decaen hacia las zonas del norte, incluso se observó un aumento de agua fría durante de octubre, causado por eventos de surgencia en esa zona, mostrando un mayor dinamismo en las corrientes de mesoescala (Figura 2).

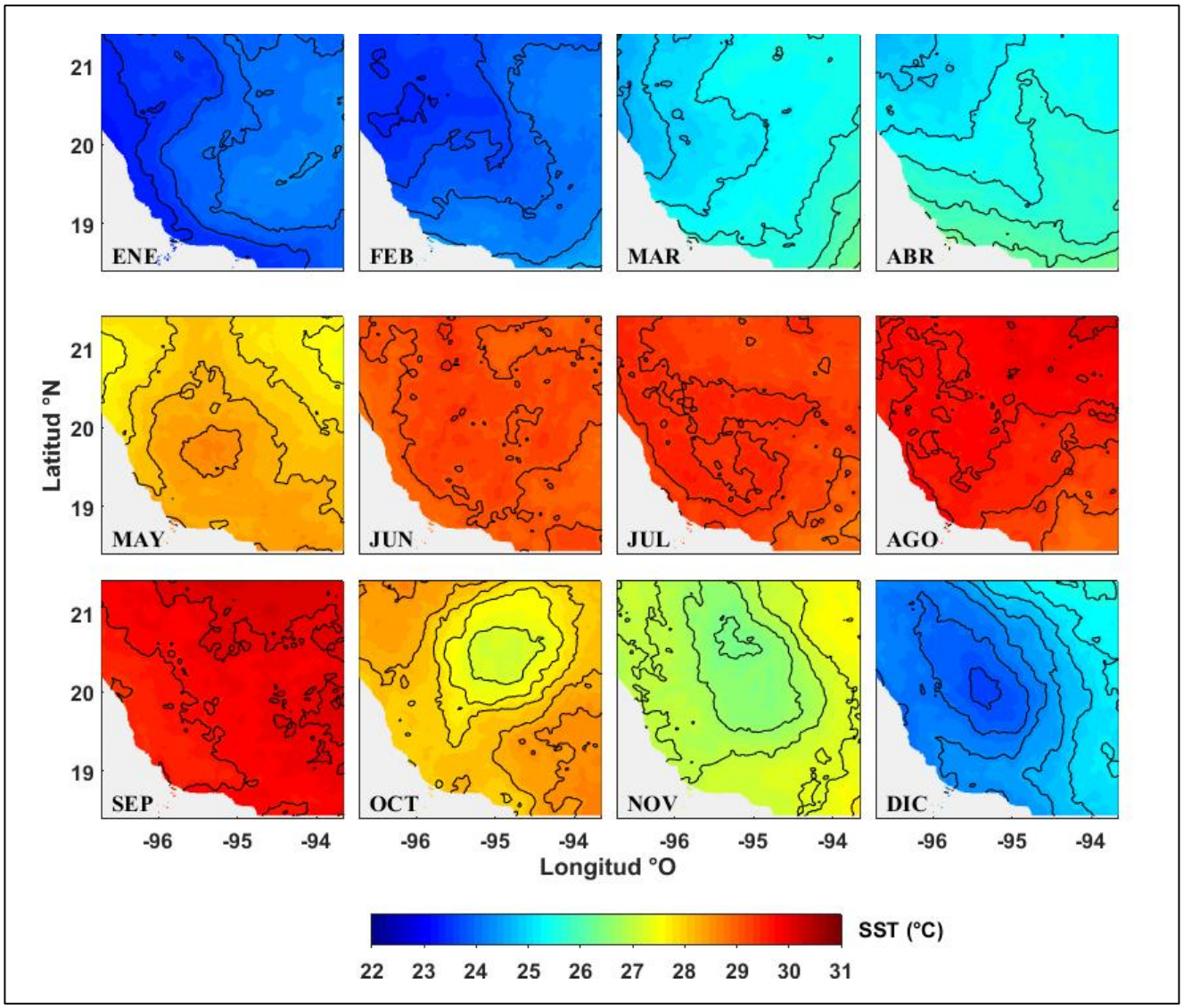



**Figura 2. Climatología de Temperatura Superficial del Mar (°C) frente a costas del centro de Veracruz (2003-2018).**
Datos proporcionados por el Jet Propulsion Laboratory del producto GHRSST a 1 km de resolución.

Este comportamiento del flujo de temperatura fue previamente descrito por Zavala-Hidalgo *et al*., 2002 para el Golfo de México. El ciclo anual de SST mostró una clara variabilidad temporal a lo largo de 16 años, con máximos en los meses de verano y mínimos en invierno. Además, se observaron puntos mínimos en los años de 2010, 2011, 2015 (< 22°) como variaciones interanuales en las zonas de costa y océano. Sin embargo, se observaron valores similares latitudinalmente, esto indicaría que los fenómenos que influyen en la distribución de las isotermas son similares en la costa como en océano (Figura 3).

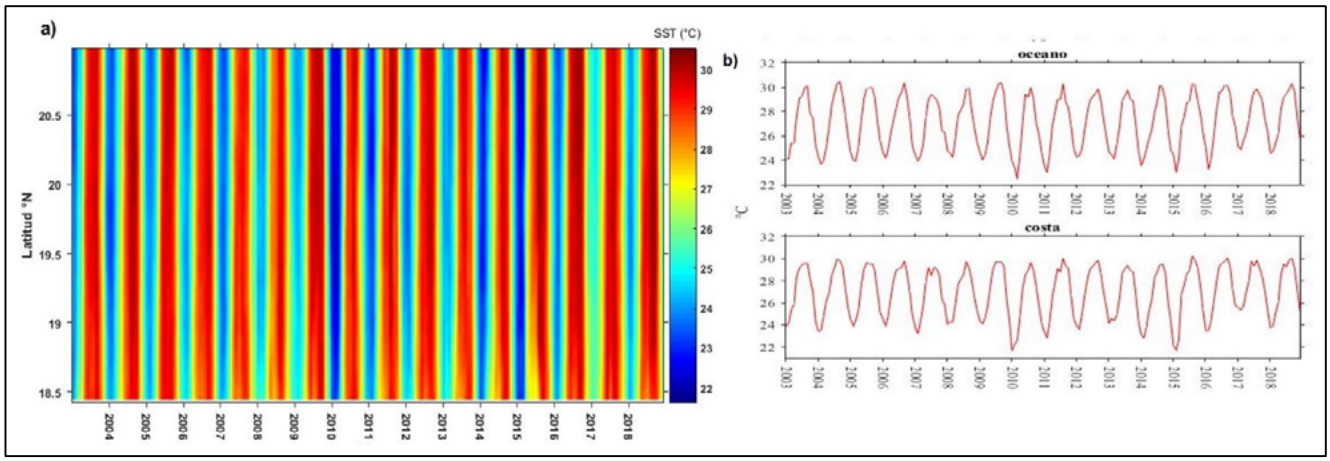



**Figura 3. (a) Diagrama Hovmöller del promedio de SST (°C) de manera latitudinal a lo largo de una línea entre costa y océano de 2003 a 2018; (b) Serie de tiempo anual de 2003 a 2018 del promedio de SST (°C) entre costa y océano.**

*Climatología y variación de Chla*

Para el caso de la Chla también se obtuvo la climatología con los promedios mensuales desde 2003 a 2018. La climatología muestra un patrón heterogéneo, donde la mínima concentración (<0.2 mg/m$^3$) se presentan en la temporada de "Secas" (primavera) con incrementos en el verano, llegando a las concentraciones máximas (>4 mg/m$^3$) al comienzo de la temporada de "Nortes" (otoño-invierno). Durante todo el ciclo promedio anual se apreciaron las máximas concentraciones más cercanas a la costa con variaciones de manera latitudinal, debido a descargas pluviales de ríos como el Jamapa, justo en el centro del área de estudio y a eventos de mesoescala como giros anticiclónicos y surgencias durante temporadas con mayor esfuerzo del viento y corrientes marinas (Figura 4). Esto propicia el movimiento de nutrientes hacia la superficie a disposición de organismos fitoplanctónicos (Biggs, 1992).

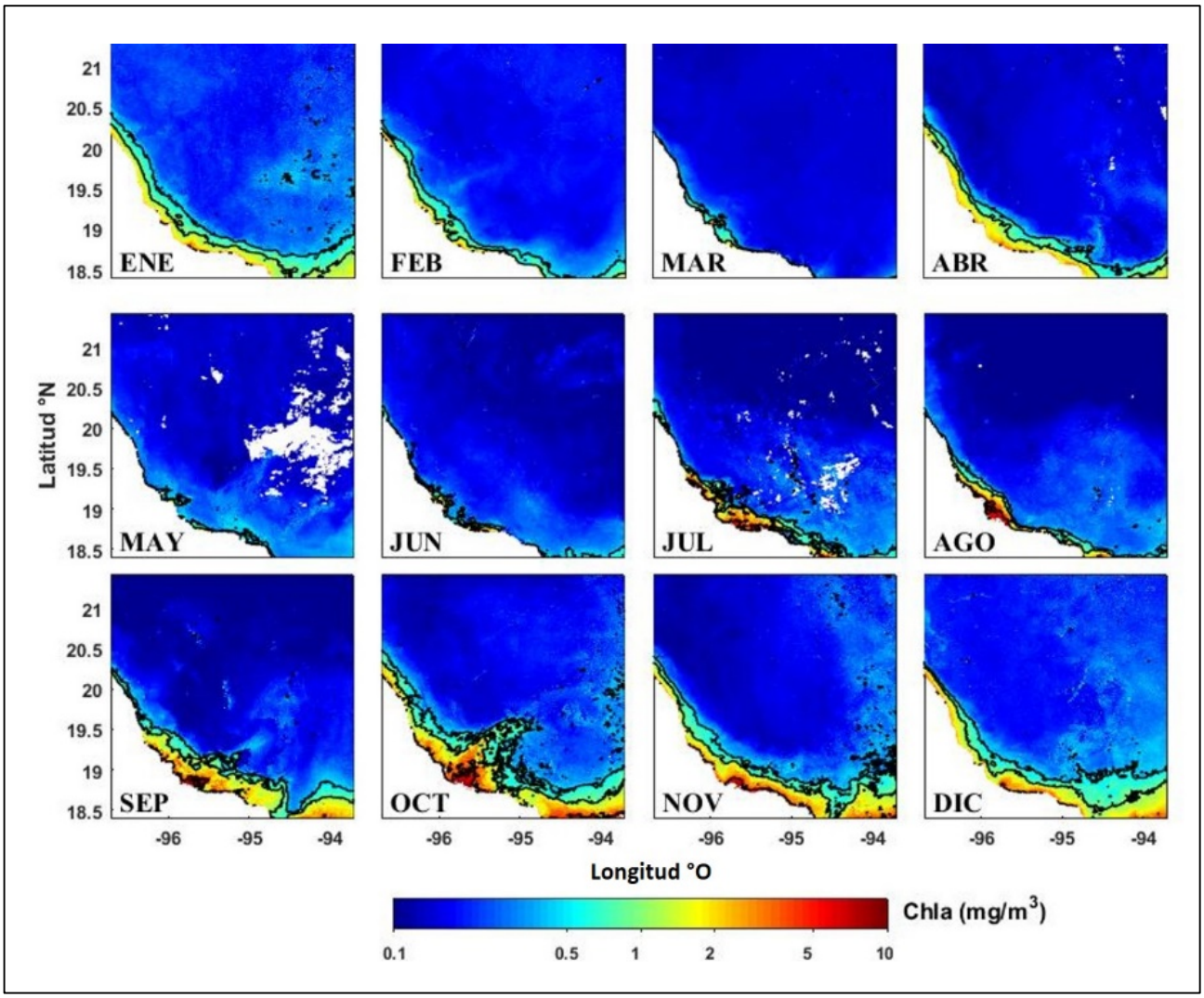



**Figura 4. Climatología de la concentración de clorofila-a (mg/m3) frente a costas del centro de Veracruz (2003-2018).**
Datos proporcionados por el NASA's Ocean Biology Processing Group del producto diario combinado L2 (MODIS AQUA/TERRA) a 1 km de resolución.

El diagrama de Hovmöller de clorofila-a muestra un patrón a lo largo de 16 años con concentraciones máximas (>4 mg/m$^3$) en latitudes bajas cercanas a la costa, diferencia de latitudes mayores donde se observan menores concentraciones (<0.2 mg/m$^3$) y una variación anual menor. De igual manera, el ciclo anual mostró diferencias entre las zonas de costa y océano, donde se observa una mayor oscilación en las concentraciones cerca de la costa principalmente en los años 2003, 2010, 2011 y 2013, principalmente durante la temporada de "Nortes" donde se ha visto que el esfuerzo del viento y las corrientes son más intensos (Okolodkov *et al*., 2011).

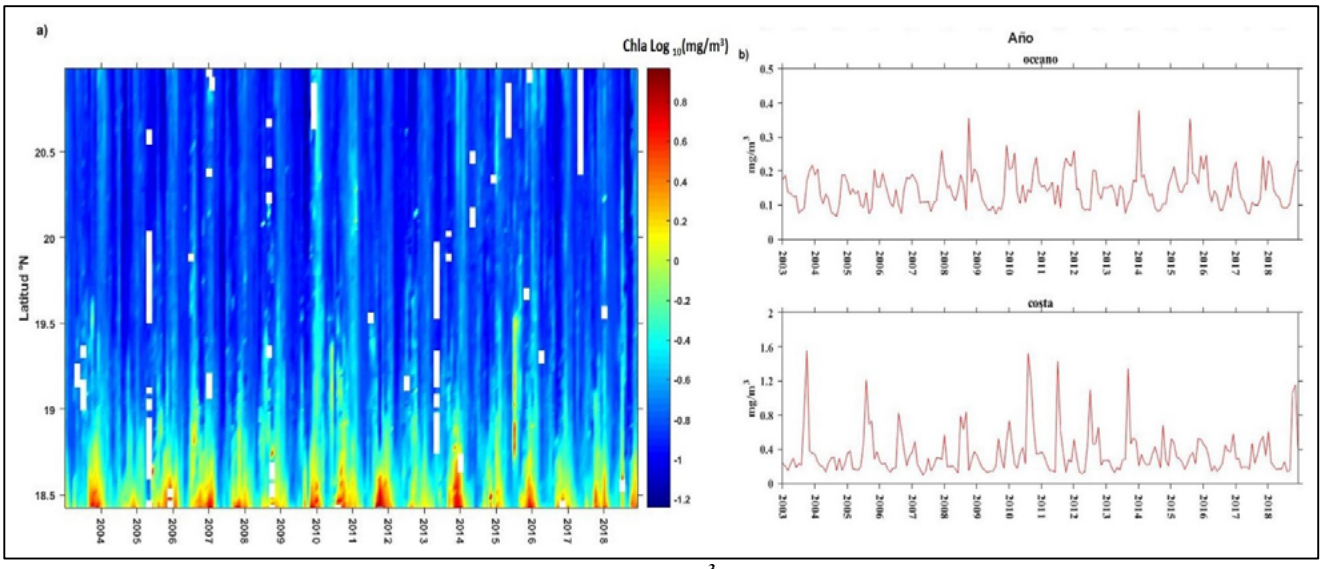



**Figura 5. (a) Diagrama Hovmöller del promedio de Chla $Log_{10}$(mg/m$^3$) de manera latitudinal a lo largo de una línea entre costa y océano de 2003 a 2018; (b) Serie de tiempo anual de 2003 a 2018 del promedio de Chla $Log_{10}$(mg/m$^3$) entre costa y océano.**

*Climatología y variación del viento*

El flujo del viento mostró temporalidades diferentes durante la climatología global de los datos. Se observó mayor velocidad del viento durante los meses de invierno en la temporada de "Nortes" (>8 m/s), coincidiendo la dirección de las ráfagas provenientes del noreste hacia el suroeste frente a toda la zona costera. De igual manera se observó una disminución gradual del viento hacia los meses de primavera y verano durante la temporada de "Secas" (~2 m/s) con dirección desde el este-sureste, además de que la menor actividad del viento se registró durante la temporada "Lluvias" principalmente en el mes de agosto. Al principio de octubre se generó un aumento en el flujo del viento desde el noreste, lo cual coincide con los eventos de remolinos y surgencias, influyendo en la intrusión de aguas más frías desde el norte y el aumento de Chla principalmente en la zona costera (Jasso-Montoya, 2012).

El ciclo anual también mostró una clara variabilidad a lo largo de 16 años entre la costa y el océano, siendo la última donde las ráfagas son más intensas, siendo el año 2010 donde se presentó el mayor esfuerzo del viento en ambas zonas, lo cual también coincide con mayor flujo de SST y Chla en este año (Figura 6).

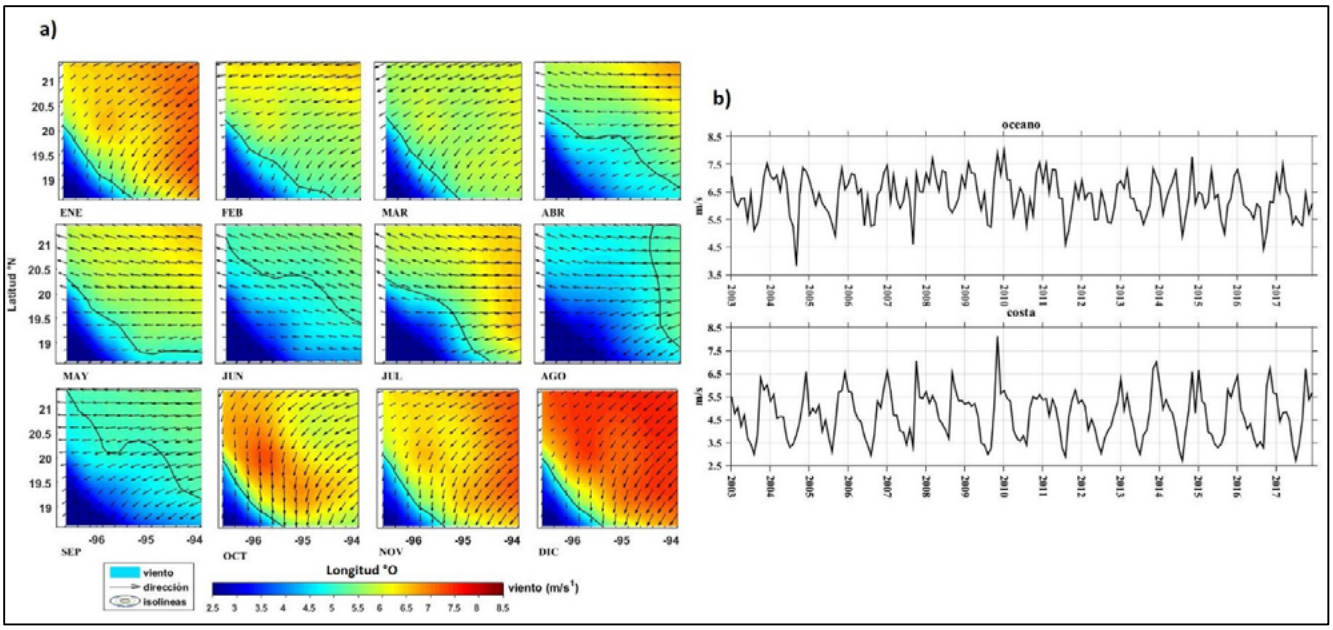



**Figura 6. (a) Climatología del flujo del viento (m/s1) frente a costas del centro del Veracruz (2003-2018).**
Datos proporcionados por Remote Sensing Systems del proyecto Cross-Calibrated Multi-Platform con promedios mensuales a 25 km de resolución. (b) Serie de tiempo anual del flujo del viento ($m/s^1$) de 2003 a 2018 entre costa y océano.

## Conclusiones

La variación espacial y temporal entre la temperatura superficial del mar, la concentración de clorofila y el flujo del viento frente a las costas de Veracruz está relacionada al cambio entre las temporadas climatológicas, “Nortes”, “Lluvias y “Secas”.

Eventos de surgencias y giros anticiclónicos de corrientes causan movimientos en la termoclina y picnoclina, asociado al esfuerzo del viento durante los meses con mayores intrusiones de agua fría y mayores concentraciones de Chla en el centro de Veracruz. De igual manera los meses con menor flujo de viento generan una menor actividad en la columna de agua y ocurre una estratificación del sedimento en la zona costera. Se presenta diferencia entre la variación de Chla y el viento entre la zona oceánica y costera; no así con la SST, que mostró un patrón homogéneo entre ambas zonas.

## Agradecimientos

A la Facultad de Biología de la Universidad Veracruzana, en especial a la Maestría en Ciencias Biológicas; al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca de Movilidad Nacional otorgada (CVU: 891414) y un agradecimiento especial a la Unidad especializada PERSEO, al CENITT y a todas las personas involucradas en la adquisición y manejo de los datos.

## Literatura citada


Atlas, R., R. N. Hoffman, J. Ardizzone, S. M. Leidner, J. C. Jusem, D. K. Smith and D. Gombos. 2011. A cross-calibrated, multiplatform ocean surface wind velocity product for meteorological and oceanographic applications. Bulletin of the American Meteorogical Society 92:157-174.

Avendaño-Álvarez, J. O. 2013. Variación hidrológica intermensual del Sistema Arrecifal Veracruzano. Tesis de Maestría en Ecología y Ciencias Marinas. Instituto de Ciencias Marinas y Pesquerías, Universidad Veracruzana. Boca del Río, Veracruz, México. 107 p.

Biggs, D. C. 1992. Nutrients, plankton, and productivity in a warm core ring in the western Gulf of Mexico. Journal of Geophysical Research 97:2143-2154.

Cepeda-Morales, J., F. Hernández-Vásquez, J. Rivera-Caicedo, C. Romero-Bañuelos, E. Inda-Díaz and O. Hernández-Almeida. 2017. Seasonal variability of satellite derived chlorophyll and sea surface temperature on the continental shelf of Nayarit, México. Revista Bio Ciencias 4:1-17.

Chao, Y., Z. Li, J. D. Farrara and P. Hung. 2009. Blending sea surface temperatures from multiple satellites and in situ observations for coastal oceans. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 26:1415-1426.

Gattuso, J. P., M. Frankignoulle and R. Wollast. 1998. Carbon and carbonate metabolism in coastal aquatic ecosystems. Annual Reviews of Ecology and Systematics 29:405-434.

Hu, C., Z. Lee and B. Franz. 2012. Chlorophyll algorithms for oligotrophic oceans: A novel approach based on three-band reflectance difference. Journal of Geophysical Research 117:1-25.

Jasso-Montoya, J. 2012. Variación de los parámetros oceanográficos alrededor del Arrecife Verde en el Parque Nacional Sistema Arrecifal Veracruzano (Golfo de México Occidental). Tesis de Maestría en Ecología y Pesquerías. Instituto de Ciencias Marinas y Pesquerías, Universidad Veracruzana. Boca del Río, Veracruz, México. 83 p.

Okolodkov, Y. B., J. A. Aké-Castillo, M. G. Gutiérrez-Quevedo, H. Pérez-España and D. Salas-Monreal. 2011. Annual cycle of the plankton biomass in the National Park Sistema Arrecifal Veracruzano, Southwestern Gulf of Mexico. pp. 2-26. *In*: Kattel, G. (eds.). Zooplankton and phytoplankton: Types, characteristics and ecology. NY, USA. Nova Science Publishers, Inc. 239 p.

Oyama, Y., B. Matsushita, T. Fukushima, K. Matsushige and A. Imai. 2009. Application of spectral decomposition algorithm for mapping water quality in a turbid lake (Lake Kasumigaura, Japan) from Landsat TM data. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 64:73-85.

Salas-Pérez, J. J. and A. Granados-Barba. 2008. Oceanographic characterization of the Veracruz reefs system. Atmósfera 21:281-301.

Syariz, M. A., L. M. Jaelani, L. Subehi, A. Pamungkas, E. S. Koenhardonoc and A. Sulisetyono. 2015. Retrieval of Sea Surface Temperature over Poteran Island water of Indonesia with LANDSAT 8 tirs image: a preliminary algorithm. pp. 87-90. *In*: The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Volume XL-2/W4. Joint International Geoinformation. Conference, 28–30 October. Kuala Lumpur, Malaysia.

Williamson, M. 1997. Marine biodiversity in its global context. pp:1-17. *In*: Ormond, R. F. G., Gage, J. D. and M. V. Angel (eds.). Marine biodiversity, patterns and processes. Cambridge University Press. Cambridge, UK. 472 p.

Zavala-Hidalgo, J., A. Parés-Sierra and J. Ochoa. 2002. Seasonal variability of the temperature and heat fluxes in the Gulf of Mexico. Atmósfera 15:81-104.

# 2.33. Condiciones hidrográficas de la plataforma continental del límite norte del Pacífico Oriental Tropical Mexicano: 2017-2018

**Martinez-Lopez Anadely**[1]; Cepeda-Morales Jushiro C. A.[2]; Inda-Díaz Emilio[3]; Romero-Bañuelos Carlos[3]; Soto-Mardonez Luis[2]., Palomino-Hermosillo Yolotzin A. [3] y Hernández-Almeida Oscar U. [3]

[1]Posgrado en Ciencias Biológico Agropecuarias. Unidad Académica de Agricultura. Universidad Autónoma de Nayarit carretera Tepic-Compostela km. 9, C.P. 63180, Xalisco, Nayarit, México.
[2]Laboratorio de Percepción Remota Satelital de Sistemas de Ecosistemas costeros y Oceánicos. CENIT2, Universidad Autónoma de Nayarit, Ciudad de la Cultura "Amado Nervo", C.P. 63155, Tepic, Nayarit, México.
[3]Laboratorio de Oceanografía Biológica. Universidad Autónoma de Nayarit. Secretaría de Investigación y Posgrado, CEMIC 01, Ciudad de la Cultura "Amado Nervo", C.P. 63155, Tepic, Nayarit, México.
Autor para correspondencia: anadelyml@uan.edu.mx

## Resumen

La plataforma continental de Nayarit se ubica en el límite norte del Pacífico Oriental Tropical Mexicano. Una región transicional sujeta al efecto de numerosos procesos oceanográficos. A pesar de ser parte de la boca del Golfo de California, pocos estudios se han llevado. Por lo cual se llevó a cabo la caracterización hidrográfica de plataforma continental de Nayarit. Los datos se obtuvieron mediantes lances con sondas CTD sobre 12 puntos de muestreo a lo largo de un transepto perpendicular a la costa durante los periodos 6-8 de febrero de 2017 (invierno 2017), 29-31 de mayo de 2017 (primavera 2017) y 7-9 de mayo de 2018 (primavera 2018) a bordo del B/O Don Emilio M. González. Para invierno 2017, se identificó la presencia de Agua Superficial Tropical (AST) y Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt). Durante primavera 2017, se identificó a AST y ASsSt, además Agua del Golfo de California (AGC). En primavera 2018 se identificó a AST, ASsSt y la presencia inusual de Agua de la Corriente de California (ACC), pero con bajos niveles de oxígeno disuelto (OD). En las zonas costeras de la boca del GC, la ACC es sustituida por la AST. Durante los tres cruceros se presentaron intrusiones de agua fría (<18 °C), salada (34.6 ups) e hipóxica (OD <0.2 mL/L) a ~50 m de profundidad. Evidenciando el afloramiento cerca de la superficie de ASsSt. Cuya presencia es asociada con la distribución del límite superior de la ZMO.

**Palabras clave:** *Zonas del Mínimo de Oxígeno*; *masas de agua*; *máximo subsuperficial de fluorescencia de la clorofila.*

## Abstract

The continental shelf of Nayarit is located at the Eastern Tropical Pacific off Mexico (ETPM). A transitional region subject to the effect of numerous oceanographic processes. Despite being part of the mouth of the Gulf of California, few studies have been carried out on the platform. Therefore, the hydrographic characterization of the continental shelf of Nayarit was carried out. Trhee oceanographic cruises were conducted on board R/V Don Emilio M. González. during 6-8 February 2017 (hereinafter winter 2017), 29-31 May (spring 2017) and 7-9 May (spring 2018), The surveys were performed over twelve sampling points along a transept perpendicular to the coast. In Winter TSW and StSsW was detected. In spring 2017 TSW and StSsW was observed and GCW. In spring 2018 TSW and StSsW was detected and the presence inusual of the CCW, but with low levels of dissolved oxygen. In the coastal areas of the mouth of the Gulf of California this water mass disappears to be substituted by TSW. During the three oceanographic cruises there were intrusions of cold (<18 °C), salty (34.6) and hypoxic (OD <4.5 µmol/kg) water at ~ 60 m depth. This evidences the outcrop near the surface of ASsSt. Whose presence is associated with the distribution of the upper limit of the OZM.

**Key words:** *Oxygen Minimum Zones*; *water masses*: *máximum subsuperficial of chlorophyll fluorescence.*

## Introducción

La plataforma continental de Nayarit se ubica en el límite norte del Pacífico Oriental Tropical Mexicano (POTM) (Cepeda-Morales *et al*., 2009). La región es una zona de convergencia donde se unen aguas de diferente origen. La Corriente Costera Mexicana (CCM), en verano, acarrea aguas superficiales ecuatoriales hacia la región (Lavín *et al*., 2006; Godínez *et al*., 2010; Gómez-Valdivia *et al*., 2015). Durante invierno una extensión tropical de la Corriente de California (Godínez *et al*., 2010) acarrea aguas de origen subártico. Además, por medio de un continuo intercambio de agua a través de la entrada del Golfo de California (Collins *et al*., 2015) existe la presencia de aguas de alta salinidad procedentes del golfo. La confluencia genera aguas con características intermedias entre las masas de agua circundantes, lo que hace a la región de carácter transicional (Portela *et al*., 2016).

EL POTM es influenciado por una de las Zonas del Mínimo de Oxígeno (ZMO) más grande e intensa de los océanos (Karstensen *et al*., 2008). Las ZMO son volúmenes persistentes de agua subsuperficial, donde existe una baja concentración de oxígeno disuelto (OD $\leq$ 4.5 µmol/kg) como consecuencia del agotamiento por la alta demanda de oxígeno en los procesos bioquímicos, la falta de aireación debido a la lenta circulación en aguas intermedias y el afloramiento de aguas de origen pobre en oxígeno (Wyrtki, 1962; Kamykowski y Zentara, 1990; Helly y Levin, 2004; Kasrtensen *et al*., 2008).

Las ZMO generalmente se desarrollan en masas de agua central e intermedia, entre los 100 y 900 m de profundidad (Karstensen *et al*., 2008), pero recientemente se ha observado un acercamiento del límite superior de la ZMO a la superficie (Stramma *et al*., 2008). Los cambios en la distribución de las ZMO pueden redistribuir o alterar la distribución de la biota y los recursos marinos, como es el caso de la costa del Golfo de California, Jalisco y Chiapas, donde la producción pesquera se ha visto reducida por la cercanía de la ZMO a la superficie (Hendrickx y Serrano, 2010).

La presencia de las ZMO tiene fuertes consecuencias sobre los diferentes procesos ecofisiológicos y biogeoquímicos llevados a cabo en la columna de agua. Pueden actuar como como fuente de $CO_2$ para la atmósfera cuando por procesos de surgencia, aguas subsuperficiales con un alto contenido de carbono inorgánico disuelto, son elevadas a la superficie. O bien como un sumidero de carbón debido a las altas tasas de productividad sustentadas por el aporte de nutrientes a las capas superficiales por los procesos de surgencia (Franco *et al*., 2014).

En zonas cercanas a la costa de Nayarit, el límite superior de la ZMO se encuentra muy cerca de la superficie, dentro de los primeros 20 m de profundidad (Castro y Tolentino, 2017). Su distribución presenta una fuerte variabilidad espacial. En el POTM en la región comprendida entre los 16 y 20°N su distribución se asocia con la presencia del Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) (Cepeda-Morales *et al*., 2013).

La plataforma continental de Nayarit a pesar de ser considerada como parte de la boca del Golfo de California (Lavín y Marinone, 2003), una de las regiones mejor caracterizadas del Pacífico Oriental Tropical Mexicano, son pocos los procesos oceanográficos que han sido estudiados. Por lo cual el presente trabajo tiene por objetivo caracterizar la hidrografía en la plataforma continental de Nayarit, orientada hacia la identificación de las masas de agua presentes en la zona, su asociación con la distribución de la ZMO y la influencia de la ZMO sobre la producción primaria.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

La plataforma continental de Nayarit tiene lugar en la Zona de Entrada del Golfo de California (Lavín y Marinone, 2003). Se extiende desde la línea de costa actual hasta los 300 m de profundidad (Figura 1). Presenta un pronunciado ensanchamiento en su parte central que se extiende hasta 100 km desde la línea de costa hasta las Islas Marías, en sus extremos norte y sur presenta franjas relativamente angostas (Cepeda-Morales *et al*., 2017).

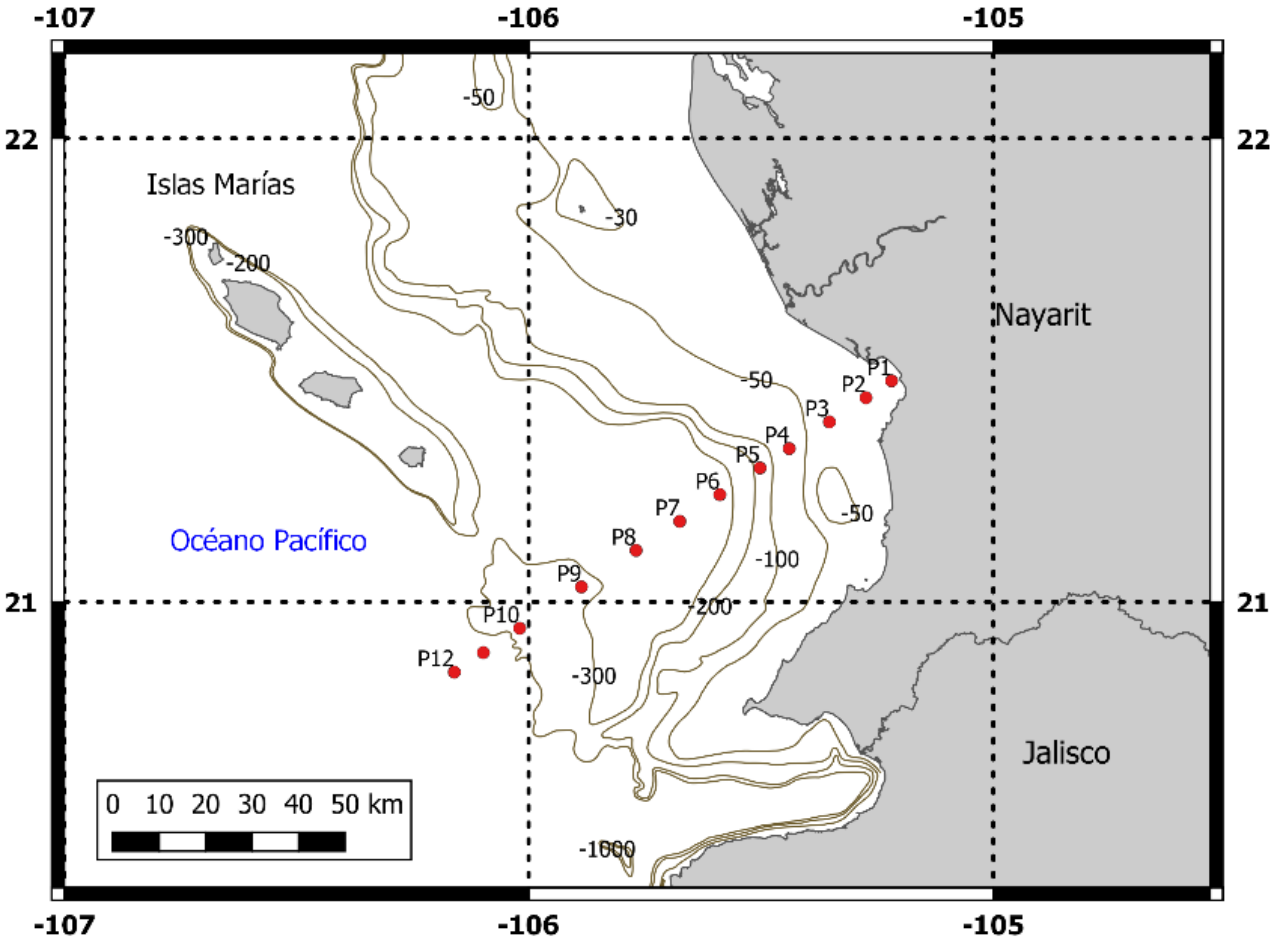



**Figura 1. Ubicación geográfica del área de estudio y del transepto de muestreo.**

*Metodología*

Se llevaron a cabo tres cruceros oceanográficos a bordo del B/O Don Emilio M. González sobre la plataforma continental de Nayarit durante los periodos 7-8 de febrero de 2017, 30-31 de mayo de 2017 y 8-9 de mayo de 2018 (en lo consecutivo invierno 2017, primavera 2017 y primavera 2017 respectivamente). Los muestreos se realizaron a lo largo de un transepto perpendicular a la costa a través de 12 puntos de muestreo separados por una distancia de 10 km (Figura 1). En cada punto se realizaron lances con una sonda de conductividad, temperatura y presión (CTD por sus siglas en inglés, modelo SBE-19plus V2 de Sea-Bird). La profundidad máxima de muestreo en los puntos más alejados a la costa fue de 200 m. El procesamiento de los datos se realizó con el software SBEDataProcessing-Win32. La construcción de las ilustraciones se llevó a cabo con el software MATLAB. Los límites de las propiedades para la clasificación de las masas de agua utilizados en el análisis de temperatura y salinidad se muestran en el Cuadro 1.

**Cuadro 1. Limites de las propiedades utilizados para clasificar las masas de agua.**

| Masas de agua | Abreviación | Salinidad | Temperatura (°C) |
|---|---|---|---|
| Agua del Golfo de California | AGC | >34.9 | ≥12 |
| Agua Superficial Tropical | AST | <34.9 | ≥18 |
| Agua de la Corriente de California | ACC | ≤34.5 | 12≤T≤18 |
| Agua Subsuperficial Subtropical | AsSsSt | 34.5<S>35 | 9≤T≤18 |

## Resultados y Discusión

La región donde se ubica el área de estudio, es un área considerada de carácter transicional, por la concurrencia de múltiples masas de aguan. En la ilustración 4, se presentan los diagramas TS junto con las concentraciones de oxígeno disuelto (OD, µmol/kg) para cada uno de los cruceros.

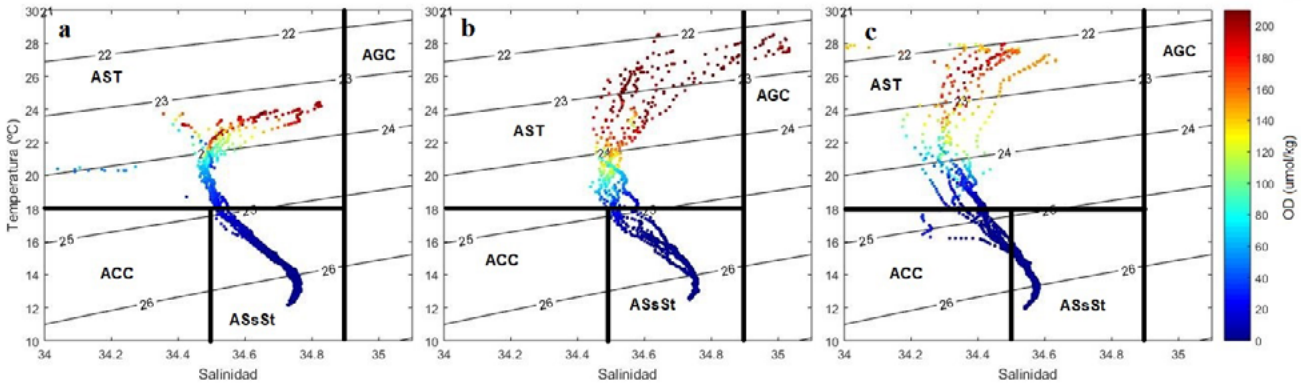



**Figura 2. Diagramas TS de la plataforma continental de Nayarit, a) invierno 2017, b) primavera 2017 y c) primavera 2018.**

Durante el invierno de 2017 se registró la influencia de solo dos masas de agua, el AST en la superficie y por debajo de esta el ASsSt (Figura 2a). Para primavera 2017, se identificó nuevamente la presencia del AST y ASsSt, además la influencia del AGC (Figura 2b). En primavera 2018 se identificó la influencia del AST, ASsSt pero en esta ocasión no estuvo presente el AGC. Se detectó además la presencia del ACC, pero con bajos niveles de oxígeno disuelto (OD) (Figura 2c).

El patrón de corrientes estacional puede estar generando aguas con características transicionales debido a la mezcla entre la ACC y la ASsSt. Castro y Tolentino (2017) para la primavera de 1992 encontraron la presencia inusual de la ACC en casi toda la región de la entrada del Golfo de California, con características no muy bien diferenciadas, ya que era una versión mezclada de la ACC insertada entre la AST y el máximo subsuperficial de la StSsW. La presencia de la ACC en el área de estudio proporciona información de un caso poco común, porque en las zonas más costeras de la boca del Golfo de California, al sur de las Islas Marías, la ACC desaparece para ser sustituida por la AST (Castro y Tolentino, 2017).

La alta concentración del oxígeno disuelto (OD) en las aguas superficiales del AST y el AGC se debe al intercambio de gases con la atmósfera, a los procesos de mezcla turbulenta en el océano superior y a la producción de oxígeno por el fitoplancton. A diferencia, al ASsSt presenta una característica bioquímica como el mínimo contenido de oxígeno. La concentración de OD asociados a esta masa de agua, presentan valores inferiores a los 4.5 µmol/ kg a escasos 60 m de profundidad (Figura 3, arriba).

Bajo estas concentraciones de OD se favorece el proceso de desnitrificación pelágica (Codispoti *et al*., 2001; Bange *et al*., 2005). En condiciones de suboxia, el oxígeno derivado de los iones de nitrato es usado por las bacterias en la remineralización de la materia orgánica. De esta manera el nitrato es removido de la columna de agua y convertido en $NO_2$ o $N_2$ (Codispoti *et al*., 2001; Karstensen *et al*.,

2008). Ambos gases escapan a la atmósfera fácilmente, lo que resulta en un déficit de nitrato relativo al fosfato, comprometiendo la productividad primaria dentro de los océanos (Falkowski, 1997).

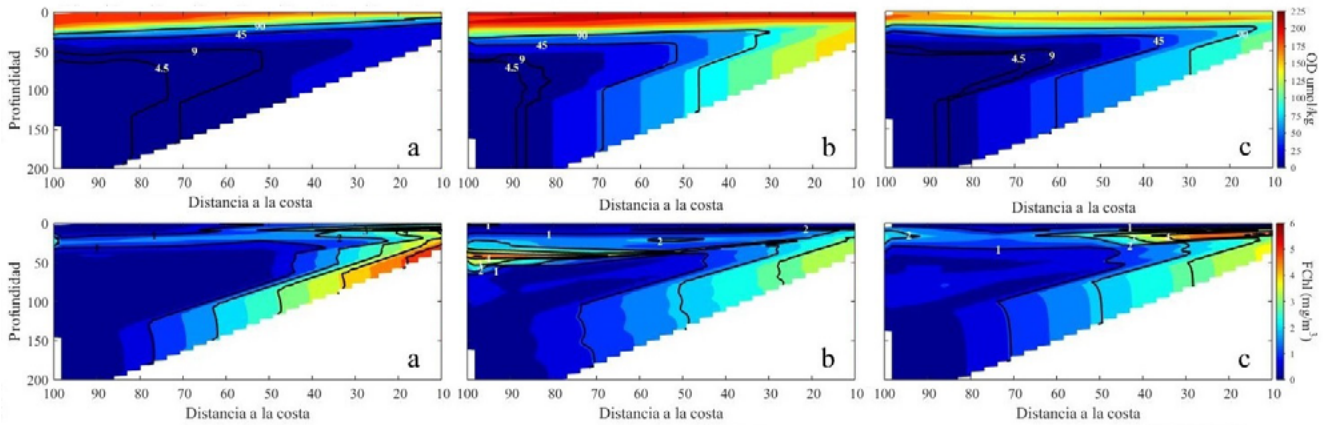



**Figura 3. Secciones verticales de OD (arriba) y FChl (abajo) para a) invierno 2017, b) primavera 2017 y c) para primavera 2018.**

La tasa de captación de carbono en la capa superior de los océanos (entre 45 Gton/año a 67 Gton/año, Falkowski *et al*., 1998; Behrenfeld *et al*. 2005) evidencia el impacto que los productores primarios tienen a escala global sobre el ciclo biogeoquímico del carbono. Los procesos de fotosíntesis se ven afectados por la estratificación que afecta la distribución vertical de los nutrientes.

Las ZMO son asociadas aguas ricas en nutrientes de nutrientes. En las costas orientales de la boca del golfo de California, el límite superior de la ZMO se encuentra muy cercana a la superficie, pero la intensa estratificación vertical dificulta la mezcla y el afloramiento de estas aguas a la superficie (Castro y Tolentino, 2017). En la Figura de fluorescencia de clorofila (FChl, 3a, 3b y 3c), se observa la presencia de un máximo subsuperficial de fluorescencia de la clorofila (DMC por sus siglas en inglés) sobre los primeros 25-30 m de profundidad, arriba de la isolinea de OD de 45 µmol/ kg. En la Figura 3b puede observar la presencia de un segundo máximo subsuperficial de fluorescencia de la clorofila entre los 40 y 60 m de profundidad. Se registró la señal máxima de concentración de clorofilas con rangos entre 1 y 4 mg/m$^3$, justo sobre el límite superior de la zona del mínimo de oxígeno (isolinea de 9 µmol/ kg). El segundo máximo de clorofila se genera por una sobreposición entre la zona eufótica y el límite superior de la ZMO, Cepeda-Morales *et al*. (2009) evidenciaron la presencia de segundos máximos subsuperficiales de fluorescencia de clorofila en el POTM, cerca del área de estudio lo observaron por debajo del límite superior de la ZMO (isolínea = 9.0 µmol/kg).

## Conclusiones

Para invierno 2017, se identificó la presencia de Agua Superficial Tropical (AST) y Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt). Durante primavera 2017, se identificó a AST y ASsSt, además Agua del Golfo de California (AGC). En primavera 2018 se identificó a AST, ASsSt y la presencia inusual de Agua de la Corriente de California (ACC), pero con bajos niveles de oxígeno disuelto (OD).

La presencia de las ZMO tiene fuertes consecuencias sobre los diferentes procesos que se llevan a cabo en la columna de agua. Las intrusiones de agua fría (<18 °C), salada (34.6 ups) e hipóxica (OD <0.2 mL/L) a ~60 m de profundidad evidenciaron el afloramiento cerca de la superficie del ASsSt. Cuya presencia es asociada con la distribución del límite superior de la ZMO. Es decir, en el área de estudio la ZMO estuvo presente a ~60 m de profundidad

Durante los tres cruceros se observó la presencia de DCM entre los 25 y 30 m de profundidad, pero durante primavera de 2017 se evidenció la presencia de un segundo DCM a ~60 m de profundidad justo sobre el límite superior de la ZMO (isolínea = 9.0 µmol/kg)

Las ZMO influencian los ciclos biogeoquímicos de los elementos, principalmente los del carbono y del nitrógeno. El flujo de estos elementos juega un rol clave en la regulación de la producción oceánica (Falkowski, 1997; Codispoti *et al*., 2001). Un primer acercamiento al conocimiento de la hidrografía de la plataforma continental de Nayarit se realizó en este estudio. Sin embargo, se necesita una mayor información que capte el comportamiento de los procesos oceanográficos para comprender mejor su dinámica, ya sea en un periodo anual y en dado caso bajo el efecto de eventos interanuales como es El Niño o La Niña.

## Literatura citada


Bange, H. W., S. W. A. Naqvi and L. Codispoti. 2005. The nitrogen cycle in the Arabian Sea. Progress in Oceanography 65:145-158

Behrenfeld, M., E. Boss, D. Siegel and D. D. Shea. 2005. Carbon-based ocean productivity and and phytoplankton physiology from space. Global biogeochemical cycles 19:1-14.

Castro, A. T. y J. A. R. Tolentino. 2017. Hidrografía de la entrada al Golfo de California: La frontera superior del mínimo de oxígeno. Revista Bio Ciencias 4: 1-21.

Cepeda-Morales, J., C. Romero-Bañuelos, J. Rivera Caicedo, F. Hernández-Vásquez, E. Inda-Díaz y O. Hernández-Almeida. 2017. Variabilidad estacional de clorofila y temperatura superficial del mar satelital en la plataforma continental de Nayarit, México. Bio Ciencias 4:1-17.

Cepeda-Morales, J., E. Beier, G. Gaxiola-Castro, M. F. Lavín and V. M. Godínez. 2009. Effect of the oxygen mínimum 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 M. V. 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: Oceanographic Research Papers 76:1-12.

Codispoti, L. A., J. A. Brandes, J. P. Christensen, A. H. Devol, S. W. A. Naqvi, H. W. Paerl and T Yoshinari. 2001. The oceanic fixed nitrogen and nitrous oxide budgets: Moving targets as we enter the anthropocene? Scientia Marina 65:85-105.

Collins, C. A., R. Castro and A. Mascarenhas. 2015. Properties of an upper ocean front associated with water mass boundaries at the entrance to the Gulf of California, November 2004. Deep-Sea Research II 119:48-60.

Falkowiski, P., R. Barber and V. Smetacek. 1998. Biogeochemical control and feedbacks on ocean primary production. Science 281:200-206.

Falkowski, P. G. 1997. Evolution of the nitrogen cycle and its influence on the biological sequestration of $CO_2$ in the ocean. Nature 387:72-275.

Franco, A. C., J. M. Hernandez-Ayon, E. Beier, V. Garc ̧on, H. Maske, A. Paulmier, J. Farber-Lorda, R. Castro and R. Sosa-Avalos. 2014. Air-sea CO 2 fluxes above the stratified oxygen minimum zone in the coastal región off Mexico, Journal of Geophysical research: Oceans 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 from satellite altimeter and hydrographic observations. Journal of Geophysical research: Oceans 115:1-15.

Gómez-Valdivia, F., A. Pares-Sierra and A. Flores-Morales. 2015. The Mexican Coastal Current: A subsurface seasonal bridge that connects the tropical and subtropical Northeastern Pacific. Continental Shelf Research 110:100-107.

Helly, J. J. and L. A. Levin. 2004. Global distribution of naturally occurring marine hypoxia on continental margins. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 51:1159-1168.

Hendrickx, M. E. y D. Serrano. 2010. Impacto De La Zona De Mínimo De Oxígeno Sobre Los Corredores Pesqueros En El Pacífico Mexicano. Interciencia 35:12-18.

Kamykowski, D. Z. and S. J. Zentara. 1990. Hypoxia in the world ocean as recorded in the historical data set. Deep Sea Research 37:1861-1874.

Karstensen, J., L. Stramma and M. Visbeck. 2008. Oxygen minimum zones in the eastern tropical Atlantic and Pacific oceans. Progress in Oceanography 77:331-350.

Lavín M. F., and S. G. Marinone. 2003. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. pp. 173-204. *In*: Velasco-Fuentes, O. U., J. Sheinbaum and J. Ochoa (eds.). Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Lavín, M. F., E. Beier, J. Gómez-Valdés, M. V. Godínez and J. García. 2006. On the summer poleward coastal current off SW México. Geophysical Research Letters 33:1-4.

Portela, E., E. Beier, E. D. Barton, R. Castro, V. Godínez, E. Palacios-Hernández, P. C. Fiedler, L. Sánchez-Velasco and A. Trasviña. 2016. Water masses and circulation in the tropical Pacific off central Mexico and surrounding areas. Journal of Physical Oceanography 46:3069-3081.

Stramma, L., G. Johnson, J. Sprintall and V. Mohrholz. 2008. Expanding oxygen-minimum zones in the tropical ocean. Science 320:655-658.

Wyrtki, K. 1962. The oxygen minima in relation to ocean circulation. Deep-Sea Research 9:11-23.

# 2.34. Validación del algoritmo $OC_2$para LANDSAT 8 aplicado al Lago Cráter de Santa María del Oro, Nayarit

**Cortés-Macías Lizette Z.**[1]; Cepeda-Morales Jushiro C.[1,2,4]; Rivera-Caicedo Juan P.[2,3] y Hernández-Almeida Oscar U.[1,4]

[1]Licenciatura en Biología, Universidad Autónoma de Nayarit; km. 9 Carretera Tepic- Compostela. Xalisco, Nayarit, México.
[2]Unidad Especializada en Percepción Remota Satelital de Ecosistemas Costeros y Oceánicos, Centro Nayarita de Innovación y Transferencia de Tecnología AC. Calle 3 esquina con Av. 9 colonia Ciudad Industrial, Parque Científico Unidos por el conocimiento.
[3]Catedra-CONACyT. Universidad Autónoma de Nayarit.
[4]Cuerpo Académico de Ecología de Sistemas Acuáticos de la Universidad Autónoma de Nayarit (UAN-CA-301)
Autor por correspondencia: zareh.uan@gmail.com

## Resumen

La concentración de clorofila-a (Cl-a) se utiliza para estimar en forma indirecta el contenido de biomasa de las comunidades fitoplanctónicas. La concentración y composición de estas comunidades son uno de los principales indicadores de la calidad en los cuerpos de agua continentales. El objetivo de este estudio fue validar y calibrar el algoritmo $OC_2$ propuesto por O'Reilly (1998) para la estimación de la concentración de Cl-a satelital, basado en medidas *in-situ* de la concentración de Cl-a superficial tomadas en el lago-cráter de Santa María del Oro (SAMAO), aplicados a datos espectrales obtenidos por el sensor OLI de la misión LANDSAT LDCM. Los estadísticos para calcular la precisión del algoritmo y el desempeño de los coeficientes calibrados fueron el coeficiente de determinación y el error cuadrático medio. Los resultados obtenidos en la validación del algoritmo indicaron una baja correlación entre la clorofila *in-situ* y la clorofila satelital con un error cuadrático medio de 6.44, y un coeficiente de determinación de 0.38. Debido a estos resultados se proponen nuevos coeficientes, obtenidos mediante un proceso de calibración, para la función polinomial de 4 órdenes. Estos índices funcionaron satisfactoriamente para determinar Cl-a en lago-cráter de Santa María del Oro con un error cuadrático medio de 0.64 y un coeficiente de determinación de 0.94, lo que indica que un 94% de los valores están explicados por el modelo sugerido.

**Palabras clave:** *teledetección*; *calidad de agua*; *clorofila*; *fitoplancton*; *productividad primaria.*

## Abstract

The concentration of chlorophyll-a (Cl-a) is used to indirectly estimate the biomass content of the phytoplankton communities. The concentration and composition of these communities are one of the main indicators of the water quality in continental bodies. The objective of this study was to validate and calibrate the $OC_2$ algorithm proposed by O'Reilly (1998) for the estimation of satellite Cl-a concentration, based on in-situ measurements of the concentration of surface Cl-a taken in the lake-crater of Santa María del Oro (SAMAO), applied to spectral data obtained by the OLI sensor on board the LANDSAT LDCM mission. The statistics to calculate the accuracy of the algorithm and the performance of the calibrated coefficients were the coefficient of determination and the mean square error. The results obtained in the validation of the algorithm indicated a low correlation between *in-situ* chlorophyll and satellite chlorophyll with an average square error of 6.44, and a coefficient of determination of 0.38. Due to these results, new coefficients, obtained through a calibration process, are proposed for the 4-order polynomial function. These indices worked satisfactorily to determine Cl-a in lake-crater of Santa María del Oro with an average square error of 0.64 and a coefficient of determination of 0.94, which indicates that 94% of the values are explained by the suggested model.

**Key words:** *remote sensing*; *water quality*; *chlorophyll*; *phytoplankton*; *primary productivity*.

## Introducción

La eutrofización de los cuerpos de agua implica el enriquecimiento de nutrientes seguido a menudo, de cambios significativos en el fitoplancton, generalmente en las poblaciones de cianobacterias (Steinberg *et al*., 1988) también llamadas algas verde-azules (Tomaselli, 2004), las cuales presentan diversas estrategias fisiológicas que les brindan ventajas competitivas sobre otras especies de algas (Salazar-Alcaraz, 2018). Si bien la eutrofización de los cuerpos de agua continentales se entendía como un fenómeno natural inducido por procesos autóctonos (Rohlich, 1969), la eutrofización cultural inducida por actividades antropogénicas, es una condición que domina en las aguas superficiales de todos los continentes y se ha convertido en un problema ambiental global, el cual se pronostica se intensificará en las siguientes décadas debido principalmente al aumento demográfico y el cambio de uso de suelos (Carpenter, 2005). El lago-cráter de Santa María del Oro (SAMAO) evidencia el vasto dinamismo que presenta su estado trófico durante el año mediante los cambios de color que se observan en el cuerpo de agua, estos cambios responden a la presencia de un evento cíclico anual de florecimientos algales nocivos (FAN) (Salazar-Alcaraz, 2018) observado por el Cuerpo Académico de Ecología de Sistemas Acuáticos de la Universidad Autónoma de Nayarit (UAN-CA-301), el cual realiza el monitoreo de la calidad del agua en el lago.

Las algas unicelulares que conforman el fitoplancton contienen cloroplastos, los cuales absorben y usan la luz que atraviesa el agua para fijar carbono en forma de carbohidratos (Suthers *et al.*, 2019). Entre los pigmentos presentes en los cloroplastos, la clorofila-a (Cl-a) es la más común en todo el fitoplancton (Han y Jordan, 2005). Ésta es una molécula saliente ópticamente activa existente en cuerpos de agua y actúa como índice del estado de eutrofización. En orden de preservar la calidad del cuerpo de agua es necesario observar, estudiar e interpretar la compleja dinámica que éste presenta. El tradicional monitoreo *in-situ* de calidad de agua es crucial para cualquier esfuerzo de producir información en apoyo a la conservación del agua y en la toma de decisiones (Duan *et al*., 2007), sin embargo, en campo es difícil medir la calidad del agua debido a los altos costes, la disponibilidad de tiempo, la inaccesibilidad a las áreas de interés del lago o el tamaño y número de cuerpos de agua que se desea estudiar. El muestreo tradicional *in-situ* se concentra sólo en áreas desarrolladas o fácilmente accesibles, lo que crea una irregularidad espacial y muestras no aleatorias (Masocha *et al*., 2017). En este aspecto, las técnicas de sensores remotos han sido utilizadas para superar las limitaciones de las mediciones tradicionales (Torbick *et al*., 2008). Los sensores remotos ofrecen un método relativamente más barato, repetitivo y cuantitativo para medir y monitorear calidad del agua (Brivio *et al.*, 2001; Duan *et al*., 2007; Duan *et al*., 2008; Guan y Booty, 2011; Gilerson *et al*., 2010; Nas *et al.*, 2010; Torbick *et al.* 2013; Dube *et al.*, 2015; Masocha *et al*., 2017). Por lo tanto, esfuerzos significativos se han empleado en el desarrollo de novedosos algoritmos que estimen con mayor precisión la concentración de clorofila en cuerpos de agua continentales relacionando las mediciones de reflectancia con las concentraciones de Cl-a *in-situ* (Singh *et al*., 2014).

### *Algoritmo (chlor_a OCx) Ocean Color*

El objetivo de este estudio es validar y calibrar la función polinómica de cuarto grado ($OC_2$) propuesta por O'Reilly *et al*. (1998) y desarrollado por el Ocean Biology Processing Group (OBPG). Este algoritmo entrega la concentración de clorofila-a ($mg/m^3$) que hay en la superficie del cuerpo de agua usando una relación empírica derivada a partir de mediciones *in-situ* de Cl-a y reflectancias obtenidas a través de sensores remotos dentro de la zona azul-verde en la región del espectro visible. $OC_2$ es aplicable para todos los sensores actuales destinados a color del océano de modo que esta implementación del azul-

verde depende de la disponibilidad de tres o más bandas en los sensores que abarquen el régimen espectral de λ440-λ670 nm (NASA Ocean Color, 2018).

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El lago de Santa María del Oro se encuentra a 730 m s.n.m. dentro de una estructura volcánica, en el lado noroeste del Cinturón Volcánico Mexicano donde se cruza la provincia fisiográfica Sierra Madre Occidental (Armienta *et al*., 2008). Se trata de un lago de edad pleistocénica con carácter endorreico (alimentado por arroyos de escurrimiento intermitente, los cuales están activos en época de lluvias) (Sosa-Nájera *et al*., 2010). Tiene un diámetro aproximado de 2 km, una superficie de área de 3.7 km² y una profundidad media de 58 m. El clima en la zona es tropical subhúmedo, la precipitación media es de 1214 mm año$^{-1}$ (Sosa-Nájera *et al*., 2010; Serrano *et al*., 2002), con una media de evaporación que alcanza 1708 mm año$^{-1}$ (Salas-Betancourt, 2018). La temperatura media anual es de 21 °C, junio es el mes más caluroso del año con 25 °C, mientras que enero es el más frío con 16.5 °C.

La toma de muestras *in-situ* se realizó mensualmente durante el año 2015. Una red de estaciones de muestreo georreferenciadas (13) fue diseñada para abarcar orillas y centro del lago como lo muestra la Figura 1. Ya que el crecimiento del fitoplancton se limita generalmente a la capa superficial de los lagos, que cuenta con mayor incidencia de luz y una temperatura más alta (Golterman y De Oude, 1991), los muestreos de agua se realizaron superficialmente usando contenedores opacos con tapa limpios de aproximadamente 600 mL.

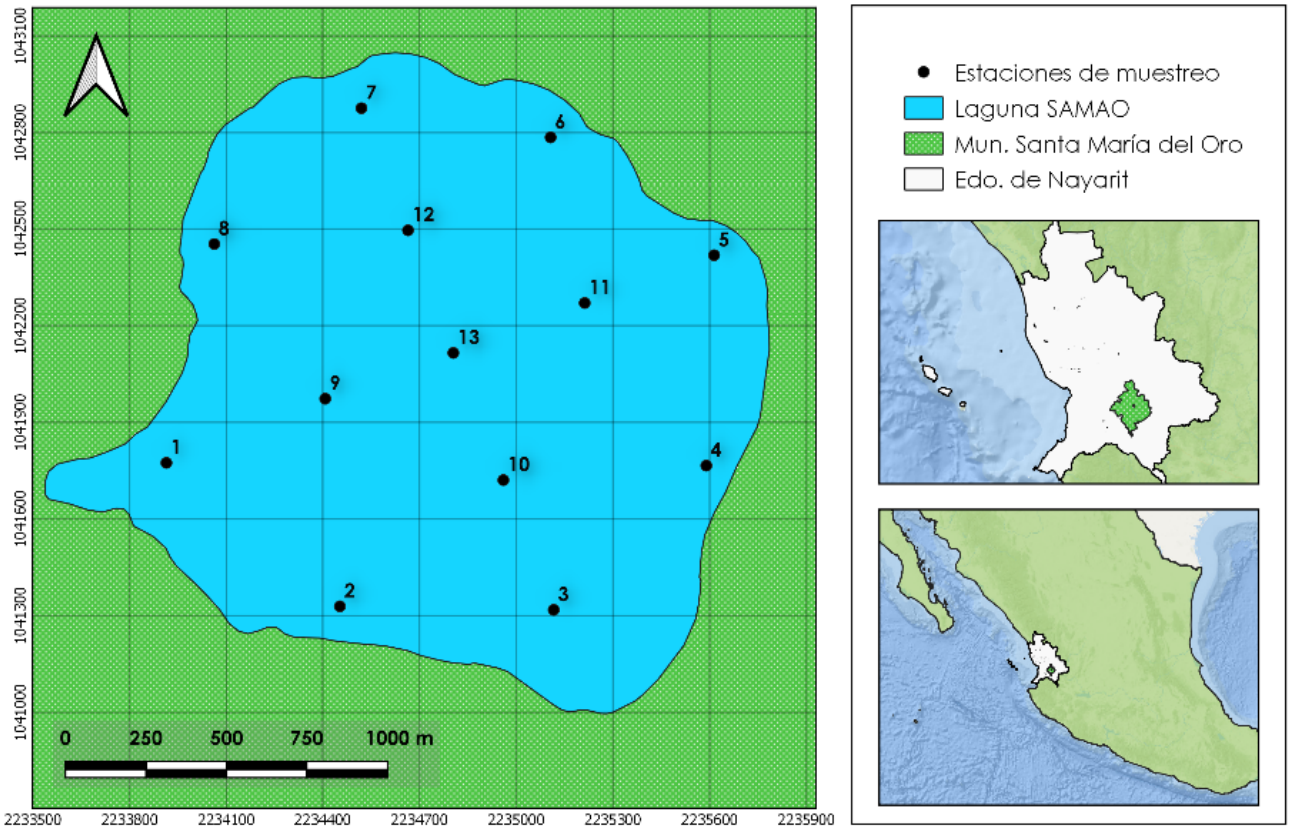



**Figura 1. Lago-cráter de Santa María del Oro mostrando ubicación espacial de las 13 estaciones de muestreo.**
Mapa elaborado con el software ArcMap.

*Tratamiento de muestras in-situ*

El procedimiento a utilizar para la determinación de Cl-a en las muestras sigue los lineamientos propuestos por Holm-Hansen *et al*. (1965). Las muestras se filtraron utilizando un equipo Millipore con un filtro de 2.5 mm y una membrana de fibra de vidrio, con tamaño de poro de 0.7 µm. La extracción de la Cl-a de los filtros se realizó usando acetona al 90% como solvente, la centrifugación se realizó con el equipo Labogene 1248R configurado a 4000 RPM con 20 °C durante 10 minutos. Las concentraciones de Cl-a en SAMAO se obtuvieron mediante los métodos de espectrometría para los muestreos de enero a junio y por fluorometría para los muestreos realizados entre julio a diciembre.

*Validación del algoritmo*

A partir de la base de datos espectrales extraídos de las escenas Landsat con el software ENVI y la concentración de clorofila medida *in-situ* en los 13 puntos de muestreo, se realizó la validación del algoritmo $OC_2$ con el objeto de determinar el ajuste de los parámetros del algoritmo para las condiciones de la dinámica de SAMAO. Se implementó un script con el software MATLAB (MATrix LABoratory) y se calculó el error cuadrático medio (RMSE) y el coeficiente de determinación ($R^2$), realizando un diagrama de dispersión de los datos estimados por el algoritmo y los valores medidos en campo para evaluarlo.

*Calibración del algoritmo*

La determinación de los coeficientes para el algoritmo $OC_2$ que minimicen los errores en la estimación de la concentración de Cl-a en SAMAO se realizó en dos etapas: 1) Cálculo de los valores anómalos y 2) Calibración del algoritmo $OC_2$ por mínimos cuadrados. La detección de valores anómalos se realizó usando el método de validación cruzada "Leave One Out" (Efron, 1982). Por medio del método estadístico de los rangos intercuartiles se identificaron los datos atípicos a los errores encontrados, y se eliminaron de la base de datos. Con la base de datos depurada se calibraron los parámetros del algoritmo mediante la técnica de mínimos cuadrados, donde una vez dado un conjunto de pares ordenados ($Cla_{OC2}$, variable dependiente "y" y $Cla_{campo}$, variable independiente "x") y la función polinominal de 4° orden se encontró la función continua que mejor se aproximó a los datos de acuerdo con el criterio de error mínimo cuadrado.

## Resultados

*Análisis de la concentración de Cl-a in-situ en SAMAO*

La mayor variabilidad en la concentración de clorofila se encontró en los primeros 4 meses del año como se observa en la Figura 2(a), aunque noviembre y diciembre muestran resultados más homogéneos se pueden distinguir del bloque de meses 5 a 10 donde la mayoría de los valores están por debajo de 2 µg/L. De acuerdo a las concentraciones de clorofila encontradas podemos definir dos estacionalidades en la productividad del lago: el primero es el período julio-octubre con niveles de producción primaria bajos, mientras que en los meses de enero a abril se obtuvieron altos niveles de producción. mayo. junio, noviembre y diciembre fungirían como meses de período de transición, como se muestra en la Figura 2(b).

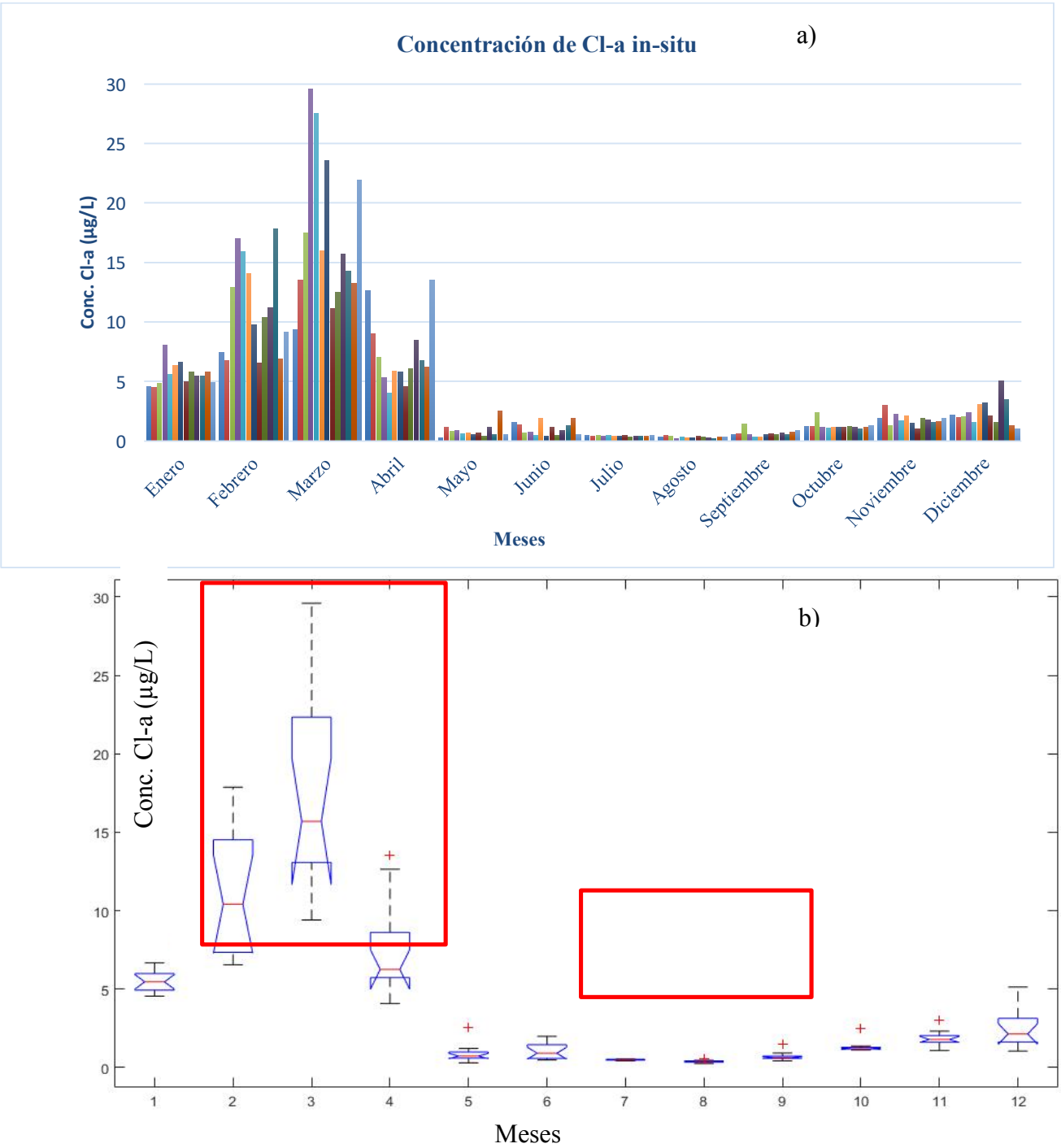



**Figura 2. a) Gráfico de barras mostrando la concentración de Cl-a en las 13 estaciones de muestreo durante un año obtenida en SAMAO mediante métodos de fluorometría; b) Representación de los datos de concentración de clorofila empleando diagramas de caja.**

*Validación del algoritmo $OC_2$*

Tras realizar un diagrama de dispersión entre $Cla_{OC2}$ y $Cla_{campo}$ para evaluar la precisión del algoritmo usando los parámetros propuestos por O'Reilly *et. al.* El coeficiente de determinación resultó en 0.38, mientras que el error cuadrático medio tuvo un valor alto de 6.42, esto indica que hay una baja correlación entre la clorofila medida en campo y la estimada por el modelo, por lo tanto estos resultados confirmaron la necesidad de la calibración del modelo $OC_2$ para las condiciones de SAMAO.

*Calibración del algoritmo $OC_2$*

Para realizar la calibración fue necesario depurar la base de datos de concentración de clorofila *in-situ* este cálculo y eliminación de valores atípicos se realizó mediante 5 iteraciones, al final de la última iteración la base de datos pasó de 156 a 104 valores con los cuales se obtuvieron los coeficientes propuestos para el algoritmo $OC_2$ aplicado a SAMAO (Cuadro 1). El RMSE en la evaluación de éstos fue de 0.64, mientras que el $R^2$ resultó en 0.94, denotando una correlación satisfactoria entre la clorofila medida y la clorofila estimada.

**Cuadro 1. Parámetros propuestos para el ajuste de la relación entre los canales del azul (b1) y verde (b2) del sensor OLI y la concentración de clorofila en SAMAO.**

| Sensor | OLI |
|---|---|
| Azul | 482 |
| Verde | 561 |
| **a0** | **1.2827** |
| **a1** | **-17.7722** |
| **a2** | **206.8681** |
| **a3** | **-1180.3407** |
| **a4** | **2145.9166** |

## Conclusiones

La cuantificación de la concentración de clorofila superficial permitió, determinar dos ciclos definidos de producción primaria en el lago: uno alto de enero a abril y diciembre, con un máximo en marzo de 29.6 en la estación 13; y un ciclo de producción primaria bajo de mayo a noviembre con un máximo de 3.05 durante noviembre tomado en la estación 2.

La validación del algoritmo $OC_2$ indicó una baja correlación entre $cla_{campo}$ y $cla_{OC2}$ así que los coeficientes propuestos por NASA Ocean Color para determinar Cl-a empleando el algoritmo $OC_2$ con LDCM no son adecuados para estimar clorofila en SAMAO.

Los resultados encontrados en este trabajo confirman el potencial que tienen los datos satelitales para el monitoreo de cuerpos de agua continentales, aunque la resolución radiométrica del sensor OLI ha sido diseñada para el monitoreo de procesos terrestres, la información de éste puede ser utilizada para cuerpos de agua. Sin embargo, el método de eliminación propuesto para este proyecto permitió identificar 50 valores anómalos de los cuales 80% corresponden a los meses de producción alta en el lago, por lo que es posible que el algoritmo calibrado tienda a subestimar los valores de concentración en estos meses. Puesto que el estado trófico de SAMAO es muy dinámico, se propone desarrollar en trabajos futuros una calibración o propuesta de algoritmo para cada temporalidad de productividad primaria presente en el lago.

## Literatura citada


Armienta, M. A., G. Vilaclara, G., S. De la Cruz-Reyna, S. Ramos, N. Ceniceros, O. Cruz, A. Aguayo. and F. Arcega-Cabrera. 2008. Water chemistry of lakes related to active and inactive Mexican volcanoes. Journal of Volcanology and Geothermal Research 178:249-258

Brivio, P. A., C. Giardino and E. Zilioli. 2001. Determination of chlorophyll concentration changes in Lake Garda using an image-based radiative transfer code for Landsat TM images. International Journal of Remote Sensing 22:487-502.

Carpenter, S. R. 2005. Eutrophication of aquatic ecosystems: bistability and soil phosphorus. Proceedings of the National Academy of Sciences 102:10002-10005.

Duan, H., Y. Zhang, B. Zhang, K. Song and Z. Wang. 2007. Assessment of chlorophyll-a concentration and trophic state for Lake Chagan using Landsat TM and field spectral data. Environmental monitoring and assessment 129:295-308.

Duan, H., Y. Zhang, B. Zhang, K. Song, Z. Wang, D. Liu and F. Li. 2008. Estimation of chlorophyll-a concentration and trophic states for inland lakes in Northeast China from Landsat TM data and field spectral measurements. International Journal of Remote Sensing 29:767-786.

Dube, T., O. Mutanga, K. Seutloali, S. Adelabu and C. Shoko. 2015. Water quality monitoring in sub-Saharan African lakes: a review of remote sensing applications. African Journal of Aquatic Science 40:1-7.

Efron, B. 1982. The jackknife, the bootstrap, and other resampling plans. Society for Industrial and Applied Mathematics. Philadelphia.

Gilerson, A. A., A. A. Gitelson, J. Zhou, D. Gurlin, W. Moses, I. Ioannou and S. A. Ahmed. 2010. Algorithms for remote estimation of chlorophyll-a in coastal and inland waters using red and near infrared bands. Optics Express 18:24109-24125.

Golterman, H. L. and N. T. De Oude. 1991. Eutrophication of lakes, rivers and coastal seas. pp. 79-124. *In*: Hutzinger, O. (ed.). Water Pollution. Springer. Berlin, Heidelberg.

Guan, X., J. Li and W. G. Booty. 2011. Monitoring Lake Simcoe water clarity using Landsat-5 TM images. Water resources management, 25:2015-2033.

Han, L. and K. J. Jordan. 2005. Estimating and mapping chlorophyll-a concentration in Pensacola Bay, Florida using Landsat ETM+ data. International Journal of Remote Sensing 26:5245-5254.

Holm-Hansen, O., C. J. Lorenzen, R. W. Holmes and J. D. Strickland. 1965. Fluorometric determination of chlorophyll. Journal du Conseil 30:3-15.

Masocha, M., T. Dube, T. Nhiwatiwa and. D. Choruma. 2017. Testing utility of Landsat 8 for remote assessment of water quality in two subtropical African reservoirs with contrasting trophic states. Geocarto International 33:667-680.

Nas, B., S. Ekercin, H. Karabörk, A. Berktay and D. J. Mulla. 2010. An application of Landsat-5TM image data for water quality mapping in Lake Beysehir, Turkey. Water, Air, and Soil Pollution 212:183-197

O'Reilly, J. E., S. Maritorena, B. G. Mitchell, D. Siegel, K. Carder, S. A. Garver, M. Kahru and C. Mcclain. 1998. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. Journal of Geophysical Research: Oceans 10:24937-24953.

Rohlich, G. A. 1969. Eutrophication: causes, consequences, correctives. *In*: A. Bartsch, A. F. (ed). Proceedings of a Symposium National Academy of Sciences. Washington, DC. 661 p.

Salas-Betancourt, A. 2018. Dinámica de Nutrientes del lago Santa María del Oro, Nayarit. Tesis de Pre-grado. Universidad Autónoma de Nayarit. Nayarit, México.

Salazar-Alcaraz, I. 2018. Identificación y Aislamiento de Cianobacterias de un Lago Cráter Tropical. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de Nayarit. Nayarit, México.

Serrano, D., A. Filonov and I. Tereshchenko. 2002. Dynamic response to valley breeze circulation in Santa María del Oro, a volcanic lake in Mexico. Geophysical research letters, 29:27-1:27-4.

Singh, K., M. Ghosh, S. R. Sharma and P. Kumar. 2014. Blue–Red–NIR Model for Chlorophyll-a Retrieval in Hypersaline–Alkaline Water Using Landsat ETM+ Sensor. IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing 7:3553-3559.

Sosa-Nájera, S., S. Lozano-García, P. D. Roy and M. Caballero. 2010. Registro de sequías históricas en el occidente de México con base en el análisis elemental de sedimentos lacustres: El caso del lago de Santa María del Oro. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 62:437-451.

Steinberg, C. E. and H. M. Hartmann.1988. Planktonic bloom-forming Cyanobacteria and the eutrophication of lakes and rivers. Freshwater Biology 20:279-287.

Suthers, I., D. Rissik and A. Richardson (eds.). 2019. Plankton: A guide to their ecology and monitoring for water quality. 2nd ed. CRC Press. 248 p.

Tomaselli, L. 2004. The Microalgal Cell. pp. 3-19. *In*: Richmond, A. (ed). Handbook of Microalgal Culture: Biotechnology and Applied Phycology, Blackwell Publishing Ltd. Oxford, UK.

Torbick, N., F. Hu, J. Zhang, J. Qi, H. Zhang and B. Becker. 2008. Mapping chlorophyll-a concentrations in West Lake, China using Landsat 7 ETM+. Journal of Great Lakes Research 34:559-565.

Torbick, N., S. Hession, S. Hagen, N. Wiangwang, B. Becker and J. Qi. 2013. Mapping inland lake water quality across the Lower Peninsula of Michigan using Landsat TM imagery. International journal of remote sensing 34:7607-7624.

# 2.35. Variabilidad temporal y espacial de los parámetros del sistema $CO_2$ en la Laguna de Cuyutlán, México

**Ruiz-Lizama Saúl A.**[1]; **Sosa-Ávalos Ramón**[2]; Torres-Orozco Ernesto[1]; Galicia-Pérez Marco A.[2]; Quijano-Scheggia Sonia[2] y Gaviño-Rodríguez Juan[2]

[1]Facultad de Ciencias Marinas, Universidad de Colima. Carretera Manzanillo-Barra de Navidad, km. 20. CP 28860. Manzanillo, Colima.
[2]Centro Universitario de Investigaciones Oceanológicas, Universidad de Colima. Carretera Manzanillo-Barra de Navidad, km. 20. CP 28860. Manzanillo, Colima.
Autor para correspondencia: rsosa@ucol.mx

## Resumen

Las lagunas costeras se consideran ecosistemas altamente productivos que en determinadas épocas del año actúan como sumidero y fuente de $CO_2$. En este trabajo se realizaron muestreos cada dos meses en cinco estaciones localizadas en la Laguna de Cuyutlán, con el propósito de conocer la variación espacial y temporal de algunos parámetros del sistema $CO_2$. La temperatura y salinidad mostraron un patrón inverso, con temperaturas bajas en abril, pero salinidades altas, mientras que en junio la temperatura fue más alta, con salinidades bajas. El pH y el carbono inorgánico disuelto (CID) presentaron un comportamiento similar al de la temperatura y salinidad, con bajo pH en abril y alto CID, observándose variación temporal, así como en alcalinidad total. Es común que en el mar adyacente se formen surgencias durante primavera que, pueden incursionar al interior de la laguna aportando agua con mayor contenido de CID, bajo pH, derivado de la descomposición del material orgánico por actividad microbial. No se observó variación espacial de los parámetros en cada muestreo, lo que demuestra que la variación temporal afecta el comportamiento de los parámetros en la laguna.

**Palabras clave**: *carbono inorgánico disuelto*; *alcalinidad total*; *pH*; *parámetros físicos.*

## Abstract

Coastal lagoons are considered highly productive ecosystems that at certain times of the year act as a sink and source of $CO_2$. In this work, samples were taken every two months in five stations located in the Cuyutlan Lagoon, with the purpose of knowing the spatial and temporal variation of some parameters of the $CO_2$ system. The temperature and salinity showed an inverse pattern, with low temperatures in April, but high salinities, while in June the temperature was higher, with low salinities. The pH and the dissolved inorganic carbon (CID) presented a similar behavior to that of the temperature and salinity, with low pH in April and high CID, observing temporal variation, as well as in total alkalinity. It is common in the adjacent sea to form upwellings events during spring, which can enter the interior of the lagoon providing water with a higher content of CID, low pH, derived from the decomposition of organic material by microbial activity. No spatial variation of the parameters was observed in each cruise, which shows that the temporal variation affects the behavior of the parameters in the lagoon.

**Key words:** *dissolved inorganic carbon*; *total alkalinity*; *pH*; *physical parameters*.

## Introducción

El océano costero a lo largo de los márgenes continentales es un importante ecosistema en términos de fijación de dióxido de carbono ($CO_2$) atmosférico, debido a que esta región es responsable de aproximadamente 15 a 30% de la producción primaria oceánica (Gattuso, *et al.*, 1999). El océano costero

ha sido en gran medida ignorado en los presupuestos globales de carbono, el cual recibe importantes aportes de materia orgánica y nutrientes desde tierra, intercambiando grandes cantidades de materia y energía con el océano (Borges *et al*., 2005). Las plataformas continentales del mundo absorben del orden de 0.25-0.36 Pg C año$^{-1}$ (Pg=$10^{15}$ g) de la atmósfera (Chen y Borges, 2009), que es equivalente a ~16-23% de la asimilación neta anual de $CO_2$ por el océano abierto (Takahashi *et al*., 2009). Existe poca información disponible sobre otros flujos de $CO_2$, tales como el intercambio plataforma-océano y entradas de humedales, que pueden ser tan importantes como los flujos de $CO_2$ aire-mar en la plataforma continental (Bouillon *et al*., 2008; Cai, 2011).

Los niveles de $CO_2$ atmosférico están aumentando como resultado de las actividades humanas, tales como la quema de combustibles fósiles, incrementando la acidez del agua de mar. Este proceso es conocido como acidificación del océano. Históricamente, el océano ha absorbido aproximadamente el 30% del total de $CO_2$ liberado a la atmósfera por el hombre desde la revolución industrial, resultando en un aumento del 26% en la acidez del océano (IPCC, 2013).

Las aguas estuarinas constituyen una importante fuente de $CO_2$ a la atmósfera, las cuales aportan en su conjunto 0.25 Pg C año$^{-1}$. Este flujo de carbono es soportado por la respiración que realiza la biomasa de marismas y manglares, sin embargo, la vegetación del sistema marisma- estuarino funciona como sumidero de $CO_2$ durante el proceso fotosintético (Cai, 2011).

El objetivo del presente trabajo fue determinar la variabilidad temporal y espacial de los parámetros del sistema $CO_2$ y de los procesos físicos en la Laguna de Cuyutlán, durante diciembre 2013 a junio 2014.

## Material y Métodos

### *Área de estudio*

La laguna de Cuyutlán se localiza en el litoral del Océano Pacífico entre las coordenadas 18º57’ y 19º05’ de Latitud Norte y 103º57’ y 104º20’ de Longitud Oeste (Figura 1). La laguna se ha dividido en cuatro secciones conocidas como: Vaso I que mantiene comunicación con el mar por medio del Canal de Ventanas, Vaso II y III, los cuales intercambian agua con el mar adyacente a través del Canal de Tepalcates durante el flujo y reflujo de la marea, mientras que el Vaso IV se comunica con el estero Palo Verde.

### *Metodología*

Se realizaron cuatro muestreos bimensuales en 5 estaciones (E1 a E5), distribuidas entre los vasos I, II y III de la laguna (Figura 1). En cada estación se recolectó agua superficial con una botella Niskin de 5 L de capacidad, para medir el pH *in situ*, con un potenciómetro marca Thermo Scientific Orion modelo A211 con el electrodo previamente calibrado con un estándar certificado (tris preparado en agua de mar sintética: 2-amino-2 hydroxymethyl-1,3-propanediol y tris-HCL Batch 9) proporcionado por el Dr. Andrew G. Dickson del Instituto Oceanográfico de Scripps-UCSD. La temperatura y salinidad fueron medidos con un sensor multiparámetros YSI Pro2030. Adicionalmente, se recolectó 250 mL de agua en botellas claras de borosilicato (Corning) que fueron envenenadas con 100 µL de cloruro mercúrico saturado, para determinar la alcalinidad total (AT) por medio del método SOP 3b descrito por Dickson *et al*. (2007). La AT fue comparada con un estándar certificado proporcionado por Andrew Dickson. El carbono inorgánico disuelto (CID) fue estimado a partir del programa CO2SYS descrito por Lewis y Wallace (1998). Las estaciones fueron visitadas al menos tres veces durante el día para conocer mejor la variación diurna de las variables medidas.

**Figura 1. Localización de las estaciones en los Vasos I, II y III de la Laguna de Cuyutlán.**

## Resultados y Discusión

### *Parámetros físicos*

La Laguna de Cuyutlán es un cuerpo de agua somero que en promedio tiene una profundidad de 0.70 a 0.80 m en los Vasos I, II y III durante la época de estiaje, excepto las estaciones 1 y 4 que son las que mantienen comunicación directa con el mar adyacente. La temperatura promedio en la laguna varió de 25.38 °C (± 1.21 °C) en abril a 31.53 °C (± 0.52 °C) en junio, la cual presentó marcados cambios temporales de 6.14 °C (Figura 2A). En general la temperatura no mostró diferencias entre las estaciones, sin embargo, la E2 en abril y junio tuvo los valores más altos debido a lo somero del sitio. Sosa-Ávalos *et al*. (2013) realizaron mediciones en la laguna y encontraron variación estacional de la temperatura, la cual fue mayor en verano y menor en primavera. Este mismo comportamiento también fue descrito por Chagas y Suzuki (2005) en una laguna costera de Brasil. La principal comunicación de la laguna con el mar adyacente es a través del canal de Tepalcates que, intercambia agua por medio del flujo y reflujo de la marea. En abril es común que se presenten surgencias costeras en el mar adyacente introduciendo agua más fría a la laguna.

La salinidad presentó una variación de 1.00 ups durante el periodo de estudio con bajos valores promedio de 33.76 ups (± 0.17 ups) en junio y promedios altos de 34.77 ups (± 0.16 ups) en abril (Figura 2B). Se observó un comportamiento inverso entre la temperatura y salinidad, este patrón también fue observado por Sosa-Ávalos *et al*. (2013) en esta laguna y por Delgadillo-Hinojosa *et al*. (2008) en la bahía de San Diego, California. La Figura 2B muestra que el agua de la laguna es más salada en abril, mientras que en junio disminuye la salinidad, como resultado del inicio del periodo de lluvias en la zona.

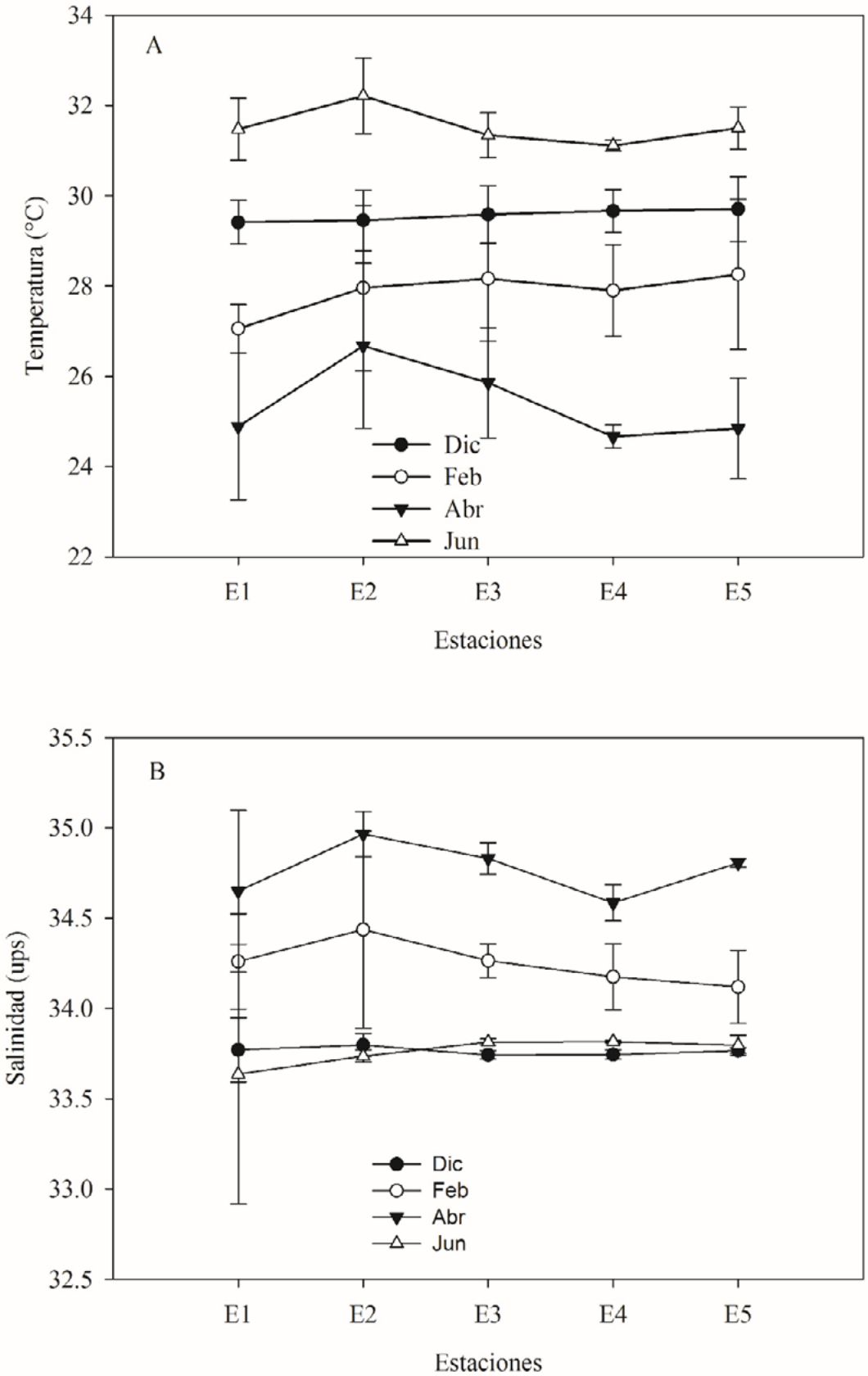



**Figura 2. Promedio de la distribución espacial y temporal de la temperatura superficial (A) y salinidad (B) en la Laguna de Cuyutlán.**
Las barras verticales representan la desviación estándar de la media.

*Parámetros del sistema $CO_2$*

El intervalo del pH superficial fue de 7.91 (± 0.05) a 8.14 (± 0.05) en abril y diciembre, respectivamente, con una variación de 0.23 durante el periodo de estudio (Figura 3). El pH fue mayor en diciembre debido a la fijación de $CO_2$ por el fitoplancton para llevar a cabo el proceso fotosintético, así como al reflujo de la marea viva que, posiblemente resuspendió fitoplancton bentónico incrementando la tasa fotosintética. Mientras que en abril el pH fue más bajo tal vez por la descomposición de la materia orgánica por las bacterias heterotróficas, que remineralizaron nutrientes incrementando la concentración de carbono inorgánico disuelto (CID) (Sarmiento y Gruber, 2006). La Figura 4 presenta la distribución espacial y temporal del CID, que varía en promedio entre 1757 μmol $kg^{-1}$ (± 79 μmol $kg^{-1}$) en diciembre a 1948 μmol $kg^{-1}$ (± 42 μmol $kg^{-1}$) en abril, con una diferencia promedio de 191 μmol $kg^{-1}$. Sámano-Rodríguez y Sosa-Ávalos (2014) encontraron un comportamiento inverso entre el pH y el CID en las bahías de Manzanillo y Santiago, Colima, con altos valores de CID durante invierno y primavera y bajos en verano. Los autores atribuyeron este patrón a que en invierno-primavera las aguas son más frías y posiblemente tienen mayor contenido de materia orgánica, que es remineralizada, mientras que en verano las aguas son más cálidas por la presencia de agua superficial tropical (AST) que es pobre en nutrientes y profundiza la termoclina. Cai (2011) encontró que gran parte del $CO_2$ producido en ecosistemas costeros se debe a la descomposición microbial de zonas altamente productivas, las cuales exportan nutrientes al mar adyacente. Además, muchos de estos ecosistemas tienen pastos marinos y manglares que aumentan la descomposición microbiana y, por consiguiente, el aporte de nutrientes.

En general el pH en la E2 fue bajo, excepto en abril, mientras que el CID presentó un patrón inverso debido a lo somero de la estación, circulación por efecto de la marea que, ocasiona resuspensión de la materia orgánica y aumento en su descomposición. En abril el incremento del pH y disminución del CID en esta estación, es como resultado de una mayor tasa fotosintética por el fitoplancton.

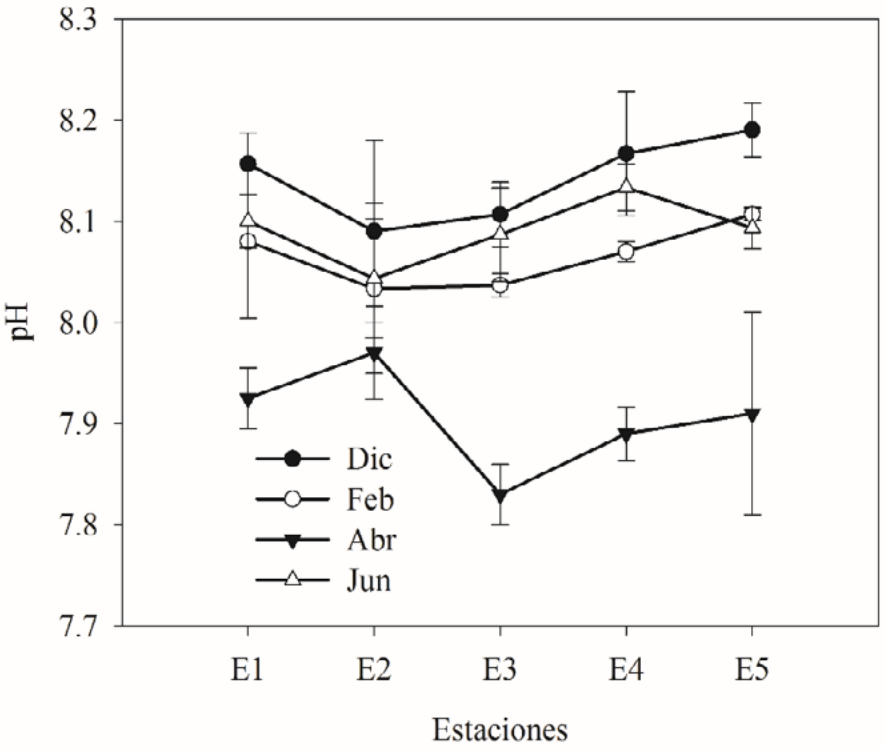



**Figura 3. Variación espacial y temporal del pH en la Laguna de Cuyutlán.**
Las barras verticales representan la desviación estándar de la media.

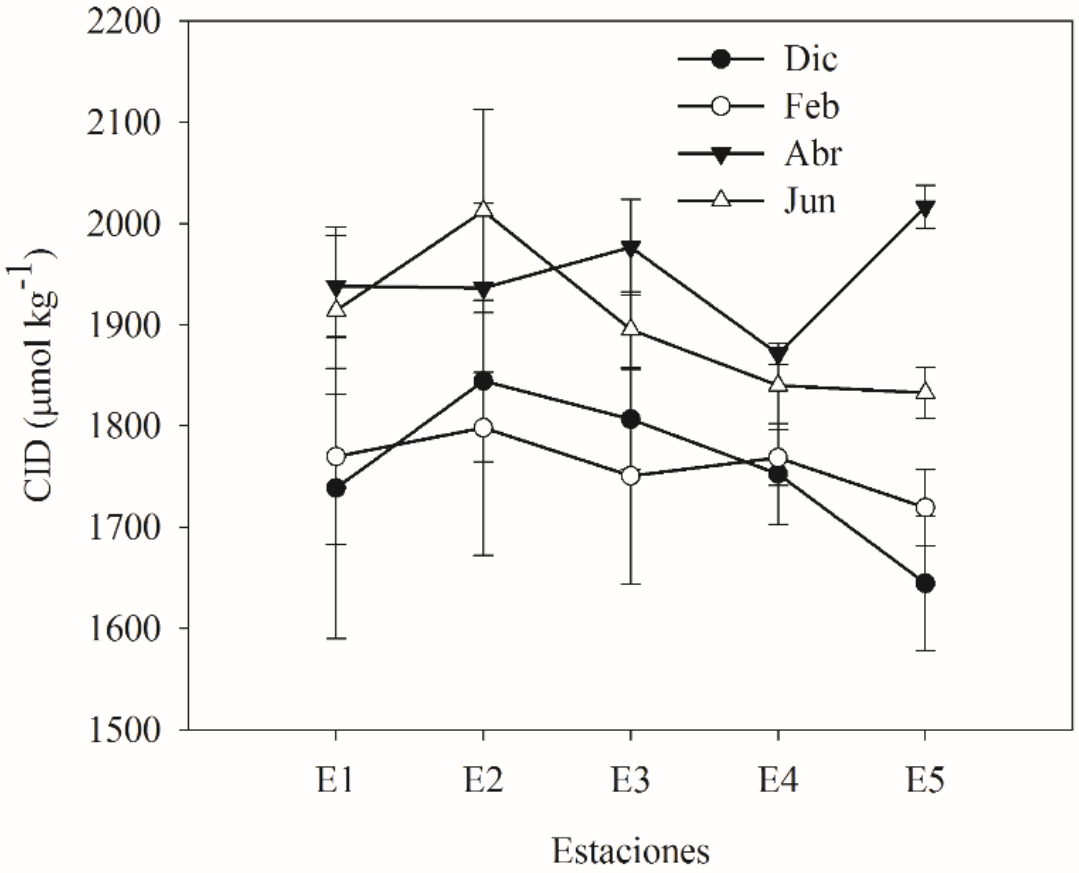



**Figura 4. Patrón de distribución espacial y temporal del carbono inorgánico disuelto en la Laguna de Cuyutlán.**
Las barras verticales representan la desviación estándar de la media.

La alcalinidad total (AT) mostró variación espacial en abril y junio, en los otros meses los cambios no fueron significativos, sin embargo, se observó variación entre los meses. La AT básicamente depende de dos procesos; la formación de carbonatos que generalmente ocurre en las aguas superficiales y la disolución que se presenta en aguas más profundas. Se sabe que, en estuarios y lagunas costeras, el agua que se encuentra cerca de los sedimentos que tienen alto contenido de amonio, debido a la descomposición de la materia orgánica bajo condiciones reducidas que, alteran a la AT (Sarmiento y Gruber, 2006; Cai, 2011). Los valores promedio de AT en la laguna fueron de 2082 µmol $kg^{-1}$ (± 70 µmol $kg^{-1}$) a 2284 µmol $kg^{-1}$ (± 43 µmol $kg^{-1}$) en febrero y junio, respectivamente, con una variación de 202 µmol $kg^{-1}$ (Figura 5). Sámano-Rodríguez (2013) reportó altos valores de AT de marzo a mayo y menores en verano en las bahías de Manzanillo y Santiago, los cuales se debieron a variaciones en los procesos biológicos y químicos como la formación de $CaCO_3$ por organismos calcificadores (Sarmiento y Gruber, 2006). Los procesos físicos como evaporación y precipitación juegan un papel muy importante en la variación de AT y salinidad en aguas superficiales concentrándolas o diluyéndolas, por lo que estas dos variables se encuentran estrechamente relacionadas de manera lineal (Williams y Follows, 2011).

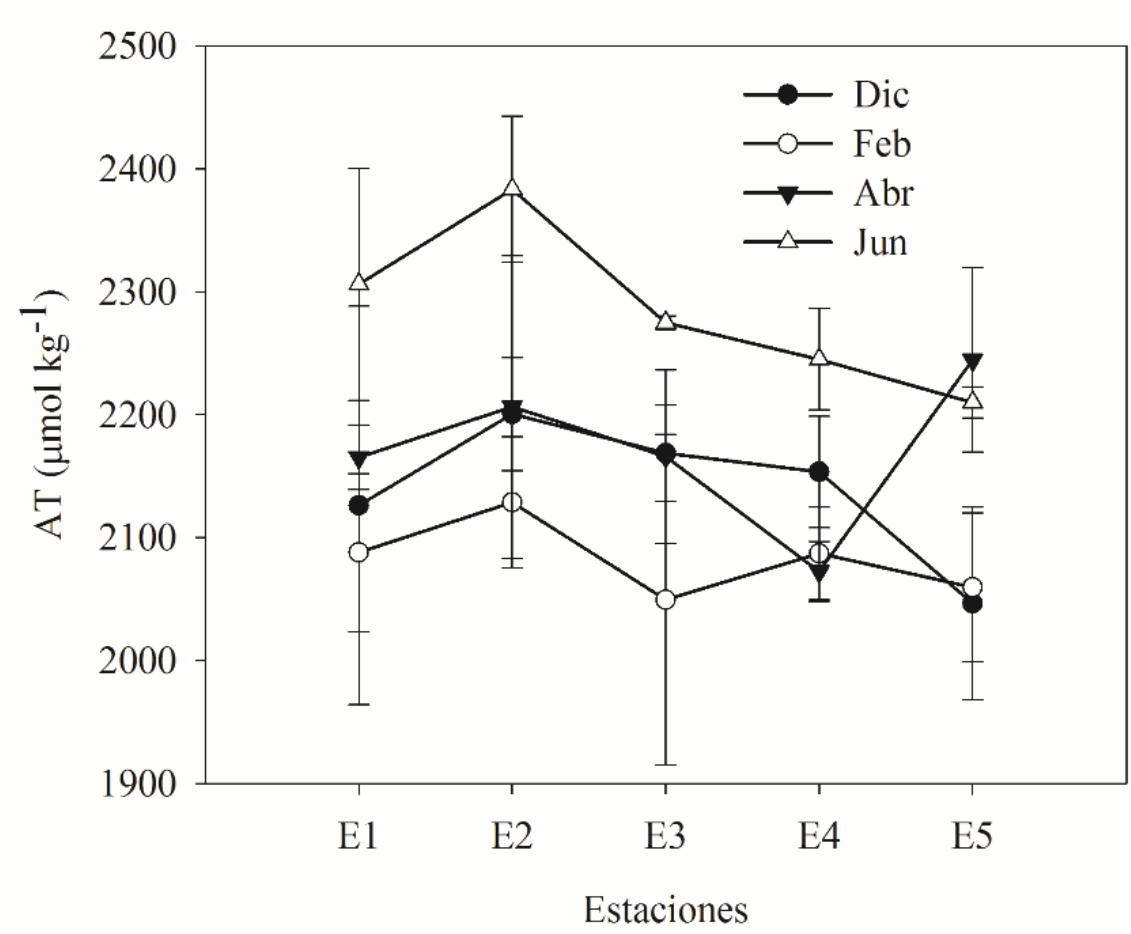



**Figura 5. Distribución espacial y temporal de la alcalinidad total en la Laguna de Cuyutlán.**
Las barras verticales representan la desviación estándar de la media.

## Conclusiones

La temperatura presentó variación temporal con valores menores en invierno y primavera y más altos en verano, mientras que la salinidad mostró un comportamiento inverso a la temperatura. Asimismo, el pH y el CID registraron un patrón inverso, con bajos valores de pH en abril y alto contenido de CID como resultado de la descomposición de la materia orgánica por la actividad heterotrófica microbiana. Las estaciones (E1 y E4) que mantienen permanente comunicación con el mar adyacente, tuvieron valores relativamente bajos de temperatura CID y AT, mientras que en la E2 la circulación por el flujo y reflujo de la marea es más limitada, lo que permite mayor temperatura, CID y AT, con menor pH. Sin embargo, no se registró variación espacial significativa durante cada muestreo.

## Agradecimientos

A los cuerpos académicos que participaron en la red: Ingeniería aplicada al diagnóstico de riesgos hidrometeorológicos, fluviales y costeros que, fue apoyada con recursos otorgados por el PRODEP.

## Literatura citada


Borges, A. V., B. Delille and M. Frankignoulle. 2005. Budgeting sinks and sources of $CO_2$ in the coastal ocean: Diversity of ecosystem counts. Geophysical Research Letters 32:1-4.

Bouillon, S., A. V. Borges, E. Castañeda-Moya, K. Diele, T. Ditmar, N. C. Duke, E. Kristensen, S. Y. Lee, C. Marchand, J. J. Middelburg, V. H. Rivera-Monroy, T. J. Smith III and R. R. Twilley. 2008. Mangrove production and carbon sinks: A revision of global budget estimates. Global Biogeochemical Cycles 22:1-12.

Cai, W-J. 2011. Estuarine and coastal ocean carbon paradox: $CO_2$ sinks or sites of terrestrial carbon incineration? Annual Review Marine Science 3:123-145.

Chagas, G. G. and M. S. Suzuki. 2005. Seasonal hydrochemical variation in a tropical coastal lagoon (Açu Lagoon, Brazil). Brazilian Journal of Biology 65:597-607.

Chen, C. T. A. and A. V. Borges. 2009. Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: Continental shelves as sinks and near-shore ecosystems as sources of atmospheric $CO_2$. Deep-Sea Research II 56:578-590.

Delgadillo-Hinojosa, F., A. Zirino, O. Holm-Hansen, J. M. Hernández-Ayón, T. J. Boyd, B. Chadwick and I. Rivera-Duarte. 2008. Dissolved nutrient balance and net ecosystem metabolism in a Mediterranean-climate coastal lagoon: San Diego Bay. Estuarine, Coastal and Shelf Science 76:594-607.

Dickson, A., C. Sabine and J. R. Christian (eds.). 2007. Guide to Best Practices for Ocean $CO_2$ Measurements. Special Publication 3. 191 p.

Gattuso, J.-P., D. Allemand and M. Frankignoulle. 1999. Photosynthesis and calcification at cellular, organismal and community levels in coral reefs: A review on interactions and control by carbonate chemistry. American Zoology 39:160-183.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2013. Working Group, I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report, Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Summary for Policymakers. www.climatechange2013.org/image/uploads/WGIAR5-SPM_Approved27Sep2013.pdf/.

Lewis E. and D. Wallace. 1998. CO2SYS-Program developed for the $CO_2$ systems calculations. Carbon Dioxide Inf. Anal. Center; Report ORNL/CDIAC-105.

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 en Ciencias del Mar. Universidad de Colima. Colima, México. 83 p.

Sámano-Rodríguez, C. A. y R. Sosa-Ávalos. 2014. Variación temporal de pH y CID en las bahías de Manzanillo, Colima. pp. 451-456. En: Paz-Pellat, F., J. Wong-González, M. Bazán y V. Saynes (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus interacciones en México: Síntesis a 2013. PMC, COLPOS, ITESM y Universidad Autónoma de Chapingo.

Sarmiento, J. L. and N. Gruber. 2006. Ocean Biogeochemical Dynamics. Princeton University Press. 203 p.

Sosa-Ávalos, R., G. Gaxiola-Castro, A. Olivos-Ortiz y L. Silva-Iñiguez. 2013. Nutrientes inorgánicos y producción del fitoplancton en una laguna costera subtropical de México. Revista de Biología Marina y Oceanografía 48:143-154.

Takahashi, T., S. C. Sutherland, R. Wanninkhof, C. Sweeney, R. A. Feely, D. W. Chipman, B. Hales, G. Friederich, F. Chavez, C. Sabine, A. Watson, D. C. E. Bakker, U. Schuster, N. Metzl, H. Yoshikawa-Inoue, M. Ishii, T. Midorikawa, Y. Nojiri, A. Körtzinger, T. Steinhoff, M. Hoppema, J. Olafsson, T. S. Arnarson, B. Tilbrook, T. Johannessen, A. Olsen, R. Bellerby, C. S. Wong, B. Delille, N. R. Bates and H. J. W. de Baar. 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean $pCO_2$, and net sea–air $CO_2$ flux over the global oceans. Deep Sea Research II 59:554-577.

Williams, R. G. and M. J. Follows. 2011. Ocean Dynamics and the Carbon Cycle. Cambridge University Press. 434 p.

# 2.36. Estructura comunitaria de larvas de peces en diferentes ambientes marinos en la costa de Nayarit

Paniagua-Herrera Javier[1]; **Inda-Díaz Emilio A.**[2]; Jimenez-Rosenberg S. P. A.[3]; Romero-Bañuelos C. A.[4] y Cepeda-Morales J.[5]

[1]Programa de Maestría en Ciencias Biológico Agropecuarias. Universidad Autónoma de Nayarit. [2]Laboratorio de Oceanografía Biológica. Universidad Autónoma de Nayarit. [3]Departamento de Plancton y Ecología Marina. Instituto Politécnico Nacional. [4]Laboratorio de Toxicología Ambiental. Universidad Autónoma de Nayarit. [5]Laboratorio de Percepción Remota Satelital de Ecosistemas Costeros y Oceánicos. Centro Nayarita de Innovación y Transferencia de Tecnología. Universidad Autónoma de Nayarit.
Autor de correspondencia: eindad@uan.edu.mx

## Resumen

Los frentes de pluma de río son estructuras hidrográficas que destacan como sistemas altamente productivos ya que concentran gran cantidad de organismos planctónicos y una alta riqueza de larvas de peces. La zona costera frente a Nayarit, carece de información sobre el papel que desempeñan los frentes y pluma de río en las primeras fases del ciclo de vida de los peces. El objetivo de este trabajo fue determinar la estructura comunitaria de las larvas de peces y su relación con los ambientes sobre el frente de pluma del río Santiago al final del estiaje del 2017. Los datos hidrográficos y biológicos fueron obtenidos en la campaña oceanográfica PROFRENTES-02. Los parámetros físicos fueron obtenidos mediante lances de CTD. Se realizaron arrastres superficiales con redes cónicas. Se estandarizaron las larvas a 10 m², se generaron mapas de distribución espacial de las variables físicas y biológicas del área de estudio. Se distinguieron cuatro ambientes sobre el frente de pluma del río Santiago con base en salinidad, turbidez y estratificación principalmente. La mayor concentración de zooplancton fue registrada cerca de la desembocadura del río durante la noche. La distribución espacial de las asociaciones se relacionó con los ambientes marinos presentes. El frente de pluma del río Santiago constituye un sitio de importancia en la presencia de larvas de peces, entre las que se incluyen especies de interés pesquero. Los datos hidrográficos y biológicos muestran una alta variabilidad espacial de ambientes y larvas de peces en el área de estudio.

**Palabras clave:** *Nayarit*; *río Santiago*; *pluma de río*; *frente*; *larvas de peces.*

## Abstract

River plume fronts are hydrographic structures that stand out as highly productive systems since they concentrate a large number of planktonic organisms and a high richness of fish larvae. The coastal area in front of Nayarit lacks information on the role played by the river fronts and feather in the early stages of the fish's life cycle. The aim of this work was to determine the community structure of the fish larvae and their relationship with the environments on Santiago river plume front on the dry season of 2017. Hydrographic and biological data were obtained in the oceanographic campaign PROFRENTES-02. The physical parameters were obtained by means of CTD sets. Superficial taws were made with conical networks. Larvae were standardized to 10 m², spatial distribution maps of the physical and biological variables of the study area were generated. Four environments were distinguished on the feather front of the Santiago River based on salinity, turbidity and stratification mainly. The highest concentration of zooplankton was recorded near the mouth of the river during the night. The spatial distribution of the associations was related to the marine environments present. The Santiago River plume front is an important site in the presence of fish larvae, including species of fishing interest. Hydrographic and biological data show high spatial variability of environments and fish larvae in the study area.

**Key words:** *Nayarit*; *Santiago river*; *river plume*; *front*; *larvae of fish.*

## Introducción

Las plumas de río son áreas de transición e interacción entre los sistemas terrestres y marinos, y son considerados como uno de los ecosistemas más dinámicos, complejos e importantes del mundo, ya que producen fuertes efectos en los procesos físicos y biológicos en los océanos (Osadchiev y Sedakov, 2019) a través de la intercepción de materia orgánica y la disponibilidad de nutrientes (Sigman y Hain, 2012). Estas estructuras hidrográficas concentran una gran cantidad de organismos planctónicos y una alta diversidad de larvas de peces, por lo que son considerados como hábitats importantes de crianza (Johns *et al*., 2014) incluso, con la capacidad de concentrar diferente riqueza y abundancia de larvas de peces con respecto a las zonas adyacentes (De Macedo-Soares *et al*., 2014).

A pesar del rol importante que llevan a cabo las plumas de río en los ciclos biológicos habría que mencionar, que a escala regional existe un desconocimiento del papel que desempeñan los frentes de pluma de río en el desarrollo de larvas de peces en la plataforma continental de Nayarit. Así como su relación con la distribución de las asociaciones de larvas de peces y su composición taxonómica. Más aún, debido a la importancia económica de un alto número de especies que se distribuyen en la costa de Nayarit (Valdez-Pineda, 2015) es necesario conocer datos, como la temporada y zonas de mayor desove, distribución de sus larvas, zonas favorables para su desarrollo, entre otras, para promover un adecuado aprovechamiento. En Nayarit, el régimen hídrico en la zona costera está altamente influenciado por las descargas de ríos (Hernández-Guzmán *et al*., 2018). De ahí que la evolución espacio temporal de la pluma de río Santiago al final del estiaje, puede definir el hábitat de las larvas de peces, y las asociaciones que se forman. El objetivo de este trabajo fue determinar la relación de las variables ambientales que definen los ambientes de la estructura de la comunidad de larvas de peces del frente y pluma del río Santiago.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

Las estaciones de muestreo sobre el frente y pluma de río durante mayo de 2017 fueron elegidas *in situ* con base en la posición y extensión de la pluma y el frente mismo, basados en variables físicas obtenidas en tiempo casi real y en las propiedades ópticas del agua y de estratificación. Se determinaron estaciones fuera de la influencia del frente, sobre la zona de acumulación de material flotante y dentro de la zona de influencia de la pluma del río Santiago frente a Nayarit. La posición de las estaciones se muestra en la Figura 1.

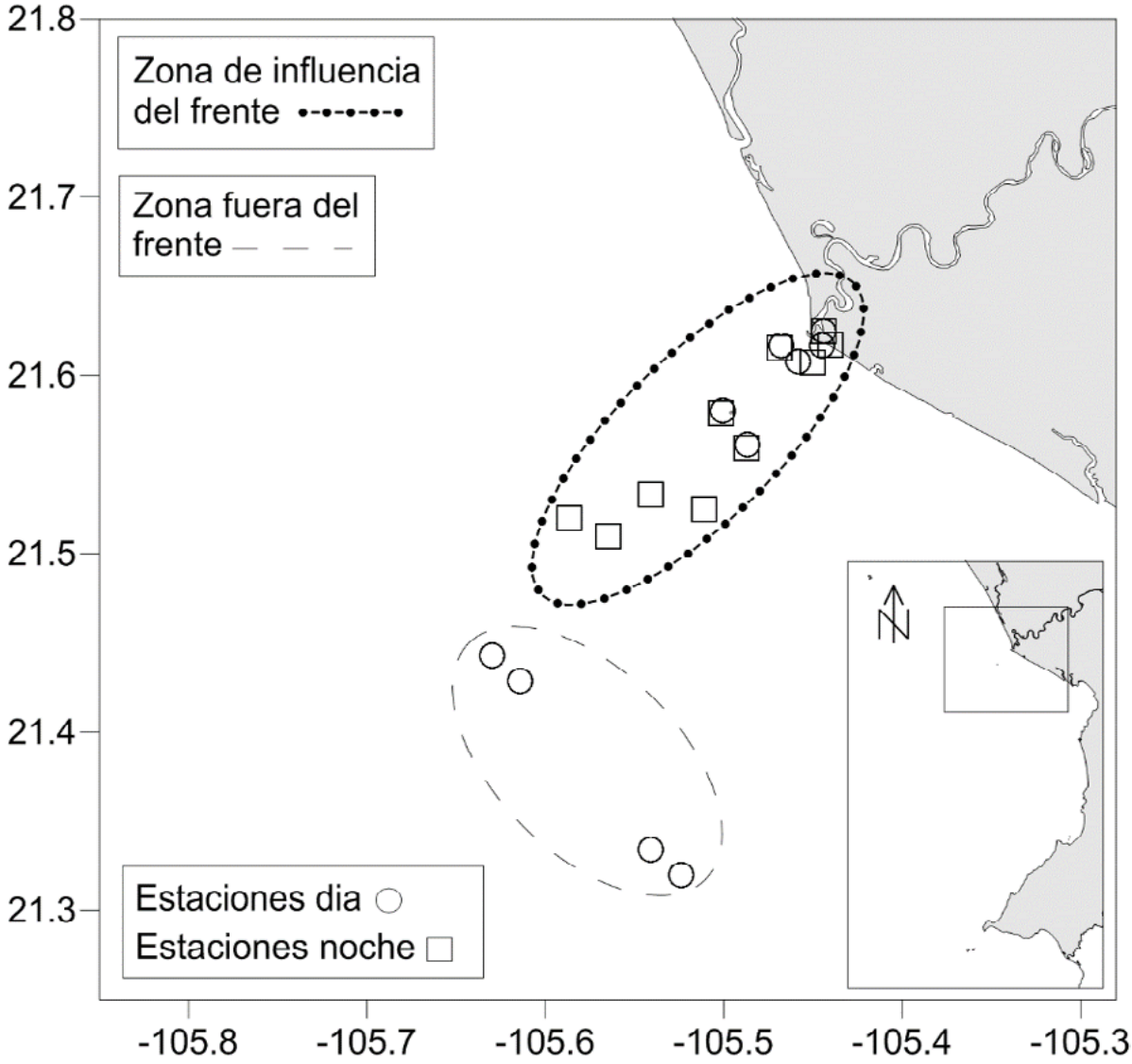



**Figura 1. Estaciones de muestreo en el frente de pluma del Río Santiago durante mayo 2017.**

*Metodología*

Los datos físicos (temperatura, salinidad, densidad, oxígeno disuelto y turbidez) en el muestreo sobre el frente fueron tomados con un CTD Sea Bird 911plus a bordo del Barco "Emilio González" durante la campaña oceanográfica PROFRENTES-02. En los análisis exploratorios de las variables ambientales se tomó en cuenta el promedio de los datos obtenidos en el primer y segundo metro y su agrupación se realizó mediante distancias Euclidianas donde se realizó el corte al 3.6. La obtención del gráfico se realizó por medio de una salida Biplot, a través de la prueba MDS (Clarke *et al*., 2014). La prueba estadística utilizada fue Distance linar model obtenida mediante el uso de la matriz con las variables ambientales por estación de muestreo (estandarizada). Esta técnica consiste en un análisis simultáneo que extrae toda la varianza de la matriz de datos. Se pueden encontrar las mejores combinaciones lineales de las variables ambientales registradas, las cuales responden a la variación de las variables por el hábitat identificado (Anderson *et al*., 2008). Para obtener el material biológico a analizar, en todas las estaciones de todos los sitios de muestreo se realizaron arrastres superficiales y de fondo con redes cónicas de boca circular de 50 cm con luz de malla de 500 µm, con duración de cinco minutos, a una velocidad de 2.5 nudos, siguiendo la metodología recomendada por Smith y Richardson (1979). A la red se le colocó un

flujómetro para calcular el volumen de agua filtrada y cada muestra se fijó en formaldehído al 5% amortiguado con borato de sodio. El biovolumen de zooplancton se estimó mediante la técnica de desplazamiento de volumen (Kramer *et al*., 1972) siendo estandarizado el biovolumen a mL/1000 m³. Las larvas de peces fueron separadas de las muestras obtenidas y contadas manualmente, posteriormente se estandarizó su abundancia a 10 $m^2$ (Smith y Richardson 1979). Las larvas fueron identificadas al mínimo nivel taxonómico posible, basados en características merísticas, morfométricas y de pigmentación con el apoyo del trabajo de Moser (1996).

**Resultados y Discusión**

El análisis dbRDA permitió definir las variables ambientales que se correlacionan entre sí y que a su vez explican el agrupamiento de las estaciones y permiten definir los diferentes ambientes registrados en la zona de estudio. Se observa la relación que existe con las variables ambientales en las diferentes estaciones y que da lugar a la caracterización de los ambientes sobre la pluma de río. Se identificaron cuatro ambientes 1) Oceánico, 2) Fuera de la pluma de río, 3) Dentro de la pluma de río y 4) Transicional (Figura 2).

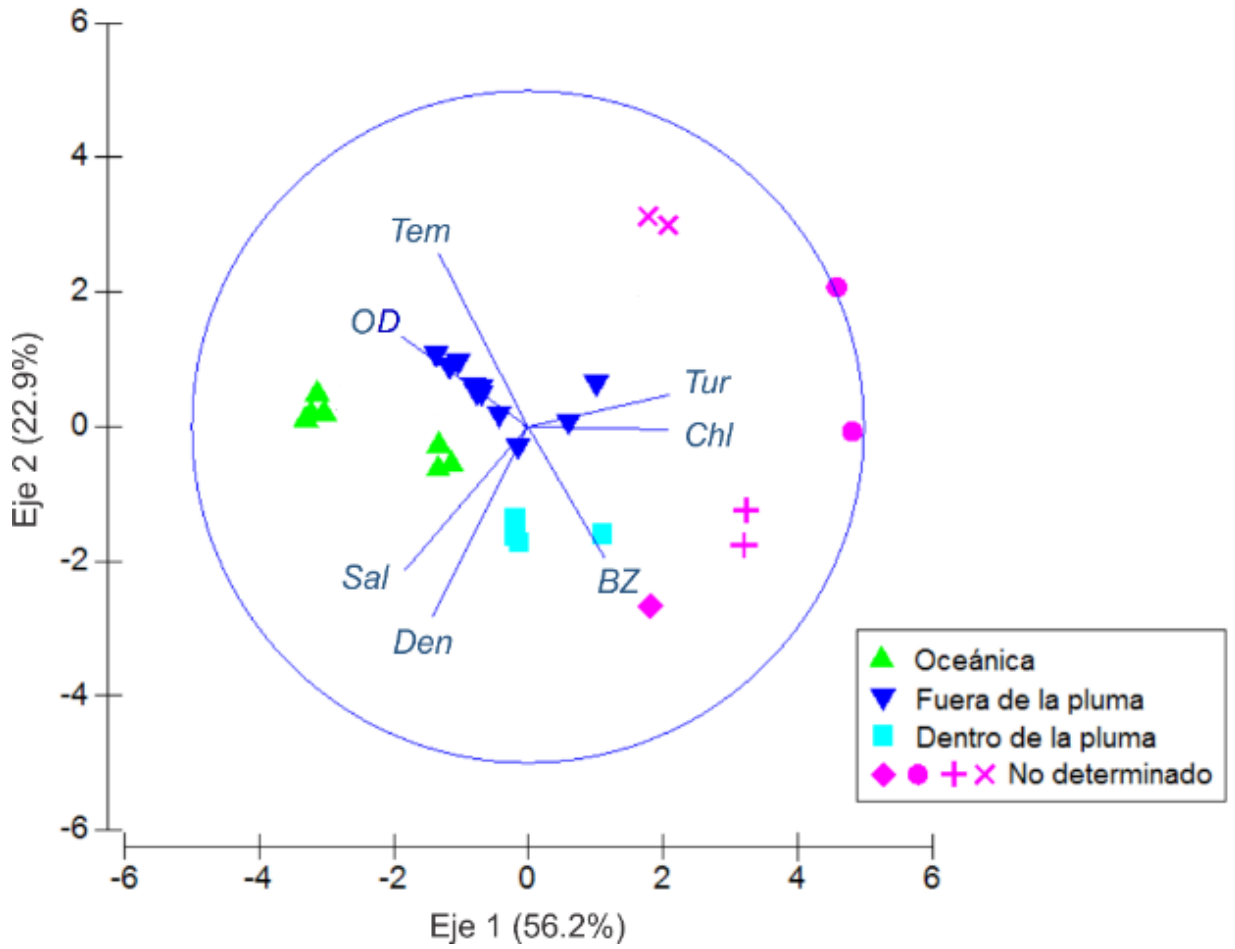



**Figura 2. dbRDA de las estaciones de muestreo en el Frente basado en el análisis de agrupamiento mediante distancias Euclidianas.**

De acuerdo con Hetland y Hsu (2013) la posición de las plumas de río puede estar afectada por las mareas, viento, batimetría y cambios en la línea de costa, ya que los cambios generados en estos sistemas llegan a ser drásticos en escalas de tiempo muy cortas. Este es el caso de la pluma de río del río Santiago, en la que los resultados obtenidos indican una alta variación influenciada principalmente por efecto de

la marea. Es decir que, durante el día los procesos oceanográficos influencian altamente la zona costera, contrario a esto durante la noche se puede evidenciar la presencia de agua con menor temperatura y salinidad, así como mayores niveles de turbidez, características propias de la influencia de la pluma del río Santiago durante la bajamar.

Los resultados del análisis de agrupamiento a partir de las matrices de abundancia de larvas de peces sobre el frente se realizaron a través del índice de similitud de Bray Curtis, donde se hizo el corte al 21%. Se observa la presencia de cuatro asociaciones que presentaron diferencias significativas (P >0.05), y que fueron definidas como: Asociación dentro de la pluma de río, Asociación fuera de la pluma de río, Asociación oceánica y Asociación de transición (Figura 3).

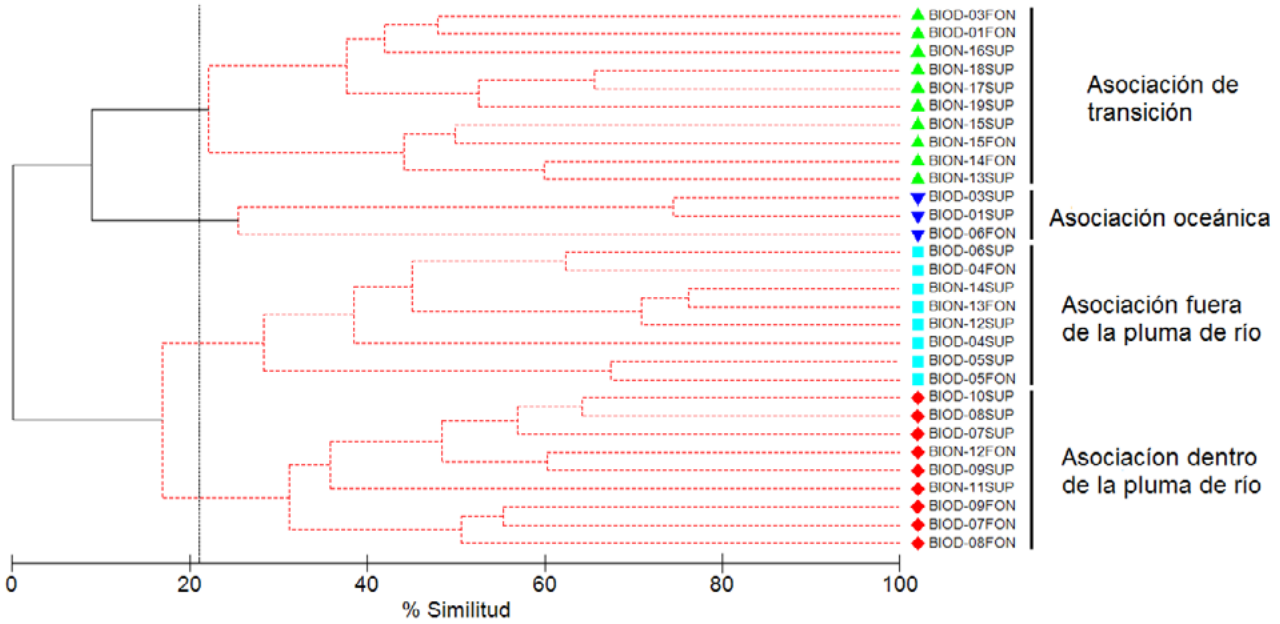



**Figura 3. Dendograma de las estaciones de muestreo en el Frente basado en el análisis de agrupamiento del Índice de similitud de Bray-Curtis al 21.**

El área de estudio presentó cuatro asociaciones de larvas, con especies de ambientes marinos completamente diferentes. La asociación pluma de río representada por especies eurihalinas como Sciaenidae y exclusivas como Gobidae, vinculadas a sistemas estuarinos, ya han sido reportados en investigaciones en México que relacionan la fauna estuarina con sistemas oceánicos costeros (Flores-Coto *et al*., 1999; Quintal-Lizama y Vasquez-Yeomans, 2001). Por lo tanto, los resultados indican que, parte del ciclo de vida de estos organismos se relaciona con las condiciones ambientales de la pluma del río Santiago. La asociación de transición, contó con el mayor número de morfotipos de la familia Carangidae y su presencia podría explicarse a partir de la siguiente disertación. En el presente trabajo se registraron cambios en las condiciones físico-químicas y biológicas que gobiernan durante el día y la noche, particularmente en condiciones de baja mar, momento en el que se presentó esta asociación. De ahí que, los valores bajos de salinidad que se presentan en la zona costera en Nayarit, son representativos de la eurihalinidad de este grupo, pues se sabe que estas especies son comunes en los sistemas estuarinos y lagunas costeras las cuales abundan en el litoral de la entidad (Corro-Espinosa, 1985). Habría que añadir, además, que este grupo en particular es el más diversificado entre el grupo de los peces marinos (Moser, 1996; Robertson y Allen, 2015). Su presencia en el área de estudio, refleja además momentos clave de la actividad de desove y del hábitat larvario de este grupo. Cabe mencionar también que esta asociación contó con la presencia de *Bregmaceros bathymaster*, especie pelágico costera que ha sido documentada en una alta abundancia en el Pacifico Tropical (Franco-Gordo *et al*., 2002; Franco-Gordo *et al*., 2003), no obstante, en este trabajo presentó baja abundancia y presencia cercana a la costa.

Probablemente las condiciones presentes en el hábitat demuestran la plasticidad de la especie a sistemas eurihalinos, no obstante, habría que tener cautela con esta hipótesis.

## Conclusiones

La pluma del río Santiago es una estructura altamente dinámica influenciada principalmente por procesos de marea, su extensión en la temporada de estiaje reveló ser corta. El frente de pluma del río Santiago constituye un sitio de importancia en la presencia de larvas de peces, entre las que se incluyen especies de interés pesquero. Los datos hidrográficos y biológicos muestran una alta variabilidad espacial de ambientes y larvas de peces en el área de estudio.

## Literatura citada


Anderson, M. J., R. N. Gorley and K. Clarke. 2008. PERMANOVA+ For PRIMER: Guide to Software and Statistical Methods. PRIMER-E: Plymouth. UK. 218 p.

Clarke, K., R. N. Gorley, P. J. Somerfield and R. M. Warwick. 2014. Change in Marine Comunities: An Aproach to Statistical Analysis and Interpretation 3th. ed. Primer-E: Plymouth. UK. 262 p.

Corro-Espinosa, D. 1985. Composicion taxonómica, distribucion de la abundancia y diversidad del ictioplancton en el Gólfo de California. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México. México D. F.

De Macedo-Soares, L. C. P., C. A. E. Garcia, A. S. Freire and J. H. Muelbert. 2014. Large-scale ichthyoplankton and water mass distribution along the South Brazil shelf. PLoS One 9:1-14.

Flores-Coto, C., P. Figueroa-Páez y F. Zavala-García. 1999. Distribución y abundancia de larvas de Sciaenidae en la columna de agua, en el sur del Golfo de México. Primavera. Hidrobiológica 9:135-144.

Franco-Gordo, C., E. Godínez-Domínguez and E. Suárez-Morales. 2002. Larval fish assemblages in waters off the central Pacific coast of Mexico. Journal of Plankton Research 24:775-784.

Franco-Gordo, C., E. Godínez-Domínguez, E. Suárez-Morales and L. Vásquez-Yeomans. 2003. Diversity of ichthyoplankton in the central Mexican Pacific: a seasonal survey. Estuarine, Coastal and Shelf Science 57:111-121.

Hernández-Guzmán, R., A. Ruiz-Luna and A. Cervantes-Escobar. 2018. Environmental flow assessment for rivers feeding a coastal wetland complex in the Pacific coast of northwest Mexico. Water and Environment 0:1-11.

Hetland, R. D. and T. J. Hsu. 2013. Freshwater and sediment dispersal in large river plumes. pp. 55-85. *In*: Allison, M. A., T. S. Bianchi and W.-J. Cai (eds.). Biogeochemical Dynamics at Major River-Coastal Interfaces: Linkages with Global Change. Cambridge University Press. Cambridge.

Johns, E. M., B. A. Muhling, R. C. Perez, F. E. Müller-Karger, N. Melo, R. H. Smith, J. T. Lamkin, T. L. Gerard and E. Malca. 2014. Amazon River water in the northeastern Caribbean Sea and its effect on larval reef fish assemblages during April 2009. Fisheries Oceanography 23:472-494.

Kramer, D., M. J. Kalin, E. G. Stevens, J. R. Thrailkill and J. R. Zweifel. 1972. Collecting and Processing Data on Fish Eggs and Larvae in the California Current Region. NOAA technical report NMFS CIRC. 370:1-38.

Moser, H. G. 1996. The early stages of fishes in the California current region. National Marine Fisheries Service Southwest Fisheries Science Center La Joya. E.U. 1505 p.

Osadchiev, A. and R. Sedakov. 2019. Spreading dynamics of small river plumes off the northeastern coast of the Black Sea observed by Landsat 8 and Sentinel-2. Remote Sensing of Environment 221:522-533.

Quintal-Lizama, C. and L. Vasquez-Yeomans. 2001. Asociaciones de larvas de peces en una bahia del Caribe mexicano. Revista de biología tropical 49:559-570.

Robertson, D. R. y G. R. Allen. 2015. Peces Costeros del Pacífico Oriental Tropical: sistema de Información en línea. Versión 2.0 Instituto Smithsonian de Investigaciones Tropicales. http://biogeodb.stri.si.edu/sftep/es/pages (Consulta: abril, 2018).

Sigman, D. M. and M. P. Hain. 2012. The Biological Productivity of the Ocean. Nature Education Knowledge 3:1-16.

Smith, P. E. and S. L. Richardson. 1979. The Regional training workshop on larval fish identification and fish identification and fish early life history science Vol. 175. FAO Fisheries Technical Paper. 113 p.

Valdez Pineda, M. C. 2015. Indicadores pesqueros y ecológicos de la comunidad ictica de la pesca ribereña de escama marina en Nayarit. 2009-2010. Tesis de Doctorado. Universidad Autónoma de Nayarit. Xalisco, Nayarit.

# 3 Bioenergía

# 3.1. Posibilidad de utilizar biogás de vertederos en celdas de combustible SOFC

**Alvarado-Flores José Juan**[1]; Ávalos-Rodríguez María Liliana[2]; Rutiaga-Quiñones José Guadalupe[1]; [3]Espino-Valencia Jaime y Alcaraz-Vera Jorge Víctor[4]

[1]Facultad de Ingeniería en Tecnología de la Madera, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Santiago Tapia 403, CP 58030, Morelia, Michoacán, México.
[2]Centro de Investigación en Geografía Ambiental, Universidad Nacional Autónoma de México. Antigua Carretera a Pátzcuaro No. 8701, C.P. 58190, Morelia, Michoacán, México.
[3]Facultad de Ingeniería Química, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Santiago Tapia 403, CP 58030, Morelia, Michoacán, México.
[4]Instituto de Investigaciones Económicas y Empresariales, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Santiago Tapia 403, CP 58030, Morelia, Michoacán, México.
Autor para correspondencia: doctor.ambientalista@gmail.com

## Resumen

Múltiples estudios indican la posibilidad de utilizar la biomasa para solventar las necesidades energéticas y sustituir la tecnología convencional proveniente de fuentes fósiles. Una de las fuentes de biomasa son los residuos sólidos que por sus características representan más que un riesgo o peligro para la sociedad y el ambiente. En México, es considerable la generación de residuos provenientes del sector urbano, industrial, agrícola, ganadero y forestal. En este sentido, el objetivo de la investigación es proponer el uso del biogás a partir de la generación de residuos en Morelia, Michoacán, bajo el argumento de que, en Morelia, se generan aproximadamente 1550 toneladas diarias con componentes energéticos como el gas metano y dióxido de carbono, que harían factible su uso en Celdas de Combustible con especial énfasis en el tipo de óxidos sólido de temperatura intermedia (SOFC-IT), debido a que en los rellenos sanitarios existe una estimación de emisiones de metano del 45.6% y de Bióxido de Carbono del 32.4% y considerando que solo la emisión de metano, a 3 m de profundidad, es aproximadamente de 285.76 $m^3$/hr y de 2 503 270 $m^3$/año, sería posible producir suficiente energía eléctrica durante un año para abastecer a una gran parte de la población en Morelia través de una celda SOFC-IT. Lo anterior atiende la problemática de contaminación de los suelos y de los mantos acuíferos por residuos y propone una alternativa energética viable, a partir del uso del biogás con elevada eficiencia energética y bajo impacto ambiental.

**Palabras clave:** *celda de combustible*; *biogás*; *vertedero*; *energía renovable.*

## Abstract

Multiple studies indicate the possibility of using biomass to meet energy needs and replace conventional technology from fossil sources. One of the sources of biomass are solid waste that, due to its characteristics, represents more than a risk or danger to society and the environment. In Mexico, the generation of waste from the urban, industrial, agricultural, livestock and forestry sectors is considerable. In this sense, the objective of the research is to propose the use of biogas from the waste generation in Morelia, Michoacán, under the argument that, in Morelia, approximately 1550 tons are generated daily with energy components such as methane gas and carbon dioxide, which would make it feasible to use it in fuel cells with special emphasis on the solid intermediate temperature oxides (SOFC-IT), because in landfills there is an estimate of methane emissions of 45.6% and Carbon dioxide of 32.4% and considering that only the emission of methane, at three meters depth, is approximately 285.76 $m^3$/hr and 2 503 270 $m^3$/year, it would be possible to produce enough electricity during a year to supply a large part of the population in Morelia through a SOFC-IT cell. This addresses the problem of contamination of

soil and aquifers by waste and proposes a viable alternative energy, based on the use of biogas with high energy efficiency and low environmental impact.

**Key words:** *fuel cells*; *biogas*; *garbage dump*; *renewable energy.*

## Introducción

En Morelia, Michoacán, diariamente ingresan alrededor de 550 vehículos con el permiso respectivo del gobierno local para que hagan el depósito de sus desechos en el relleno sanitario. De las 1600 toneladas que cada día se generan de basura en esta ciudad, aproximadamente 1050 ingresan a diario en este lugar, el cual es operado mediante una concesión otorgada a la empresa Proactiva, y cuenta con la certificación internacional ISO 14001-2004; sin embargo, no se dedica a labores de separación. Cabe mencionar que también se apega a la norma NOM-083-SEMARNAT-2003 de la Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, que especifica la ubicación del lugar, así como su construcción (SEMARNAT, 2004).

Los cúmulos de basura como los que hay en este lugar generan dos contaminantes directos, uno de ellos el lixiviado, que es un líquido que se genera durante la descomposición de la basura, y el otro es el biogás. El lixiviado contamina los mantos acuíferos y el terreno, mientras que el biogás, al estar compuesto en un 60% de gas metano ($CH_4$) y 40% de oxígeno ($O_2$) es quemado. Debido al agua que contiene el lixiviado, se conservan las bacterias, las cuales son reinyectadas entre la basura depositada ya que de esa forma se acelera su proceso de degradación, sin embargo, al mismo tiempo se genera más biogás. Como se mencionó, el biogás es quemado para neutralizar su efecto, de esta forma el metano se convierte en dióxido de carbono, que, si bien es 21 veces menos contaminante que el metano, la cantidad no aprovechada de este gas es enorme. Aunque hay una propuesta por parte de la empresa concesionaria para aprovechar este gas, no se ha concretado la misma. El procedimiento que se lleva a cabo en el lugar consiste en excavar un pozo e instalar una geomembrana, la cual se supone que sirve para evitar los lixiviados, que son las filtraciones por agua de lluvia de materiales solubles al subsuelo, para posteriormente depositar y compactar la basura dentro de este depósito; y al llenarse, aplican nuevamente tierra y una nueva geomembrana. Como ya se indicó, a este relleno sanitario ingresan cerca de 1550 toneladas diarias de basura; por cada tonelada que ingresa, el gobierno municipal hace un pago a la concesionaria de 160 pesos, es decir, cada día se gasta alrededor de 248 mil pesos para la remoción de los desechos generados por los morelianos. Del total, el 60% de los desperdicios son orgánicos con potencial de iniciar producción de biogás (formado principalmente de metano y bióxido de carbono). Con el uso de la tecnología adecuada, como las celdas de combustible, para generar electricidad a partir de biogás, Morelia, estaría en condiciones de iluminar hasta 40 mil viviendas, en armonía con el medio ambiente. El biogás, es uno de los más importantes recursos energéticos que se pueden obtener en rubros como la agricultura, ganadería, en la actividad rural y en vertederos de residuos sólidos urbanos por medio de la materia orgánica en general, utilizando el gas proveniente de los tubos de venteo (vertederos) o biodigestores. Este biogás debe ser tratado de forma adecuada para su correspondiente utilización según el tipo de celda de combustible que se decida utilizar para la generación de energía eléctrica (Cambio de Michoacán, 2014).

## Biogás en celdas de combustible

En la actualidad, el 87% de la energía generada en el mundo procede de combustibles fósiles (carbón, petróleo, gas natural, etc.). La creciente demanda energética derivada del desarrollo económico e industrial conlleva una disminución progresiva de las reservas de estos recursos, lo que repercute en el encarecimiento de los mismos. Por otro lado, el uso de la combustión de los combustibles fósiles para la

generación de electricidad y calor, conduce a la emisión atmosférica de elevadas concentraciones de $CO_2$, uno de los principales gases responsables del efecto invernadero. En este sentido, la legislación de los diferentes países va siendo cada vez más restrictiva. Este marco económico y medioambiental justifica la necesidad de buscar nuevas fuentes alternativas de energía más respetuosas con el medioambiente, como las de carácter renovable, así como el desarrollo de nuevas tecnologías de generación eléctrica de mayor eficiencia. La utilización de biogás en celdas de combustible satisface ambos propósitos, al combinar una tecnología de generación prometedora de elevada eficiencia y bajo impacto medioambiental con el uso de un combustible de buena calidad y atractivo económico. Actualmente, en la mayoría de las instalaciones donde se origina el biogás como en las estaciones depuradoras de aguas residuales, rellenos sanitarios, granjas, lodos de estaciones depuradoras de aguas residuales (Cuadro 1), se considerada al biogás como un subproducto que contiene elevadas concentraciones de gases de efecto invernadero ($CH_4$ y $CO_2$), que se genera en grandes cantidades y que, tras un mínimo tratamiento, se libera a la atmósfera o se quema en antorchas, con las consiguientes repercusiones medioambientales que esto conlleva (Pérez-Martínez *et al*., 2008).

Por ello, su utilización en celdas de combustible se contempla como una alternativa de gran interés en su lugar de origen al conllevar el beneficio doble de la reducción de las emisiones contaminantes de efecto invernadero y el aprovechamiento energético de un recurso valioso que puede permitir la generación propia y combinada de calor y electricidad (co-generación) de un modo eficiente. Ambas líneas de desarrollo (biogás y celdas de combustible) gozan de un extraordinario apoyo a nivel mundial, existiendo numerosos programas en los que se tratan como temas de carácter prioritario. En este sentido, Japón y EE.UU. son los pioneros.

**Cuadro 1. Composición del biogás según el origen del sustrato utilizado.**

| Composición | Residuos agrícolas y ganaderos (%) | Lodos EDAR (%) | Residuos industriales (%) | Vertederos de RSU (%) |
|---|---|---|---|---|
| $CH_4$ | 50-80 | 50-80 | 50-70 | 45-65 |
| $CO_2$ | 30-50 | 20-50 | 30-50 | 34-55 |
| $N_2$ | 0-1 | 0-3 | 0-1 | 0-20 |
| $O_2$ | 0-1 | 0-1 | 0-1 | 0-5 |
| $H_2$ | 0-2 | 0-5 | 0-2 | 0-1 |
| CO | 0-1 | 0-1 | 0-1 | Trazas |
| Ácido ($H_2S$) | 100-7000 ppm | 0-1 | 0-8 | 0.5-100 ppm |
| Amoniaco ($NH_3$) | Trazas | Trazas | Trazas | Trazas |
| Vapor de agua | Saturación | Saturación | Saturación | Saturación |
| Orgánicos | Trazas | Trazas | Trazas | Trazas |

Fuente: Campos *et al*. (2001).

Las aplicaciones energéticas del biogás pueden ser térmicas o eléctricas, en función de su grado de pureza. El biogás más impuro se emplea como combustible en equipos comerciales diseñados para gas natural o propano, como cocinas de gas, calentadores, lámparas, estufas, refrigeradores, etc., y éste ha sido el uso que tradicionalmente se le ha dado. No obstante, no cabe duda de que el uso más interesante que tiene el biogás en estos momentos es para la generación de electricidad y la co-generación que es la producción conjunta de calor y electricidad. El biogás con un grado medio de pureza, se puede utilizar en motores de combustión interna (motores a gasolina-diésel) y turbinas de gas. En el Cuadro 2 se detallan los valores promedio del poder calorífico de diferentes combustibles y su equivalente referido al biogás (INGEFOR, 2016).

**Cuadro 2. Valores promedio del poder calorífico de diversos combustibles y su equivalente referido al biogás.**

| Combustible | Kcal/m$^3$ | Kcal/kg | Cantidad equivalente a 1000 m$^3$ de biogás |
|---|---|---|---|
| Biogás | 5335 | - | 1000 m$^3$ |
| Gas natural | 9185 | - | 851 m$^3$ |
| Metano | 8847 | - | 603 m$^3$ |
| Propano | 22 052 | - | 242 m$^3$ |
| Butano | 28 588 | - | 187 m$^3$ |
| Electricidad | 860 kcal/kW.h | - | 6203 kW.h |
| Carbón | - | 6870 | 776 kg |
| Petróleo | - | 11 357 | 470 kg |

Fuente: INGEFOR, 2016.

En la actualidad, las celdas de combustible son una tecnología prometedora para la producción de energía eléctrica y co-generación a partir de biogás debido su bajo impacto ambiental, su menor consumo y el elevado rendimiento que presentan. Precisan de un biogás con un grado de pureza de medio a alto, en función del tipo de dispositivo de que se trate. A medio plazo, los sistemas más prometedores (alimentados con biogás) y potencialmente competitivos en términos de costo y de eficiencia, posiblemente sean los híbridos de Celda de Combustible de Óxido sólido (SOFC) y microturbina de gas (Varvanob *et al.*, 2007).

Por otro lado, cabe señalar que, en lo que se refiere a la producción del biogás, según datos publicados en 2007 por el observatorio de energías renovables, EuroObserv´ER, durante el 2006 se generaron en la Unión Europea un total de 5346.7 ktep (*ktep*, miles de toneladas equivalentes al petróleo), lo que supondría un crecimiento del 13.6% respecto al año anterior. Alemania y Reino Unido, con 1923.2 y 1696.0 ktep, respectivamente, son los países líderes, contribuyendo al 67.7% de la producción. A continuación, les sigue Italia (535.8 ktep) y España (334.3 ktep). De mantenerse el ritmo de crecimiento de los últimos tres años, la producción bruta de biogás alcanzará los 8.6 Mtep (Mtep, millones de toneladas equivalentes al petróleo) en 2010. Para lograr el objetivo establecido, el sector necesitaría un mayor número de instalaciones de metanización (producción de metano) y mejorar la tasa bruta de valorización energética del biogás producido, que, actualmente, es de alrededor del 50%. El potencial de producción de biogás en 2020 se estima en 18 Mtep, concentrándose la mayor parte en Francia, Alemania y Reino Unido.

Por último, cabe mencionar que las celdas de combustible son elementos eficientes en instalaciones de generación distribuida y combinada de calor y electricidad (co-generación). El sistema completo de generación de energía a partir de la celda de combustible está constituido por un procesador de combustible, la celda de combustible (unidad de potencia) y un inversor/acondicionador de potencia.

En la ciudad de Morelia, Michoacán y a partir de investigaciones recientes, se ha dado a conocer el volumen y composición del biogás de un relleno clausurado (González-Razo y Buenrostro-Delgado, 2012). Durante la clausura, se instalaron 49 tubos de venteo para los gases producidos ($CH_4$ y $CO_2$) a una profundidad de tres m con una abertura del tubo de salida de cuatro pulgadas, de los cuales no se lleva a cabo ninguna actividad de medición y control para la prevención de emisiones a la atmósfera o aprovechamiento de gases para producción de energía. En este caso se reportó la emisión de hasta 45.6% de metano y 32.4% de bióxido de carbono (combustibles ideales para una celda de combustible de óxidos sólidos, SOFC). Considerando que solo la emisión de metano, a tres m de profundidad, fue de 285.76 m$^3$/hr y de 2 503 270 m$^3$/año, sería posible producir suficiente energía eléctrica durante un año para abastecer a una gran parte de la población en Morelia través de una celda SOFC.

Es importante mencionar que, en 1 m$^3$ de biogás se tiene aproximadamente 60% de metano, lo cual equivale a 0.71 L de gasolina. En el caso del relleno sanitario clausurado de Morelia se tendría el equivalente de metano de 1 501 962 m$^3$/año, lo cual equivale a 1 066 393.02 L de gasolina.

Las elevadas temperaturas de operación de las SOFC, las convierten en candidatas idóneas para su utilización, pensando en el reformado interno que se hace del metano ($CH_4$), así como del monóxido de carbono (CO) y cuya presencia produce el envenenamiento de ciertas celdas de combustible de baja temperatura (PEM, AFC); en este caso, el CO es un combustible adicional para las de alta temperatura (SOFC), y son más tolerantes a las impurezas.

En el Cuadro 3 se muestran distintas características importantes cuando se aplica 100% biogás proveniente de rellenos sanitarios en una celda SOFC (Deublein y Steinhauser, 2011; Al Seadi *et al*., 2008; Dennis y Burke, 2001).

**Cuadro 3. Celdas de combustible SOFC de alta temperatura.**

| Combustible | | 100% Biogás |
|---|---|---|
| Capacidad en MegaWatts (MW) | Baja temperatura | 1 kW - 200 kW |
| | Alta temperatura | 1 kW - 10 MW |
| Eficiencia (%) | | 30 - 50 |
| Emisiones (kg/MWh) | $CO_2$ | 360 - 630 |
| | $NO_x$ | <0.023 |
| | $SO_2$ | 0 |
| | CO | 0.005 - 0.055 |
| Disponibilidad (%) | | Superior a 95 |
| Tiempo de arranque | | 3 - 48 h |
| Superficie ($m^2$/kW) | | 0.06 - 0.11 |

Fuente: Deublein y Steinhauser, 2008.

Si este biogás se utiliza para la generación de energía eléctrica se aprovecha el avance tecnológico en esta materia, y se consiguen beneficios económicos. Se recomienda ampliamente el uso de celdas de combustible de alta temperatura por diversas razones:

1. El reformado es interno, por lo que pueden alimentarse directamente de biogás.
2. Son altamente tolerantes al CO y $CO_2$.
3. El calor residual puede ser usado para cogeneración, es decir, en la producción de energía eléctrica y térmica (aire acondicionado).

Un aspecto favorable en este tipo de proyectos radica en que si bien mientras más grande sea la instalación más electricidad demanda y con el aumento de los residuos se tiene un aumento en la cantidad de combustible, por lo que, la producción de electricidad también se amplía, y teniendo grandes volúmenes de biogás es posible alimentar de forma continua una planta para cubrir la demanda de energía.

## Conclusiones

El uso de biogás (metano y bióxido de carbono) para obtener hidrógeno (co-generación) y aplicado en celdas de combustible, especialmente formando parte de sistemas híbridos de celda de combustible y turbina de gas o vapor, se contempla como una vía prometedora de generación combinada de calor y electricidad de elevada eficiencia y bajo impacto ambiental. Estos sistemas, previsiblemente, podrían a llegar a sustituir a la tecnología convencional. A medio plazo, los sistemas potencialmente competitivos en términos de costos y de eficiencia son los híbridos de celda de combustible de óxido sólido (SOFC) y microturbina de gas. El par biogás-celda de combustible goza de un extraordinario apoyo desde las administraciones a nivel mundial, existiendo numerosos programas en los que se tratan como temas de carácter prioritario. Japón y EE.UU. son los pioneros en este ámbito.

## Literatura citada

Al Seadi, T., D. Rutz, H. Prassl, M. Köttner, T. Finsterwalder, S. Volk and R. Janssen. 2008. Handbook of Biogas. University of Southern Denmark, Esbjerg. Esbjerg, Denmark. 125 p.

Cambio de Michoacán. 2014. A medias, el reciclaje de basura en Morelia. Derechos Reservados, Sociedad Editora de Michoacán S.A. de C.V. http://www.cambiodemichoacan.com.mx/nota-231521 (Consulta: abril 25, 2018).

Campos, E., A. Bonmatí, M. R. Teira and X. Flotats. 2001. Aprovechamiento energético de lodos residuales y purines. Producción de biogás. Jornades tècniques sobre energía. Jornades tècniques sobre energía. Barcelona.

Dennis, A. and P. E. Burke. 2001. Dairy Waste Anaerobic Digestion Handbook. Environmental Energy Company. Olympia, WA 54 p.

Deublein, D. and A. Steinhauser. 2011. Biogas from waste and renewable resources: an introduction. 2nd ed. John Wiley and Sons. 528 p.

González-Razo, C. A. and Buenrostro-Delgado, O. 2012. Composición de residuos sólidos urbanos en dos sitios de disposición final. Revista internacional de contaminación Ambiental 28:13-18.

INGEFOR. Curso de Biogas. http://www.oocities.org/institutoingefor2/cursos/curso01/biogas3.html (Consulta: abril 12, 2018).

Pérez-Martínez, M., M. J. Cuesta-Santianes, S. Núñez-Crespí y J. A. Cabrera-Jiménez. 2008. Utilización de biogás en pilas de combustible. QeI. 577:28-32.

SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales). 2004. Norma Oficial Mexicana NOM-083-SEMARNAT-2003. Especificaciones de protección ambiental para la selección del sitio, diseño, construcción, operación, monitoreo, clausura y obras complementarias de un sitio de disposición final de residuos de sólidos urbanos y de manejo especial.

Varbanov, P., J. Klemeš and F. Friedler. 2007. Integration of fuel cells into combined power cycles. Computer Aided Chemical Engineering 24:1089-1094.

# 3.2. El papel de los bioenergéticos en la mitigación de las emisiones de carbono

**Martínez-Bravo René D.**[1]

[1]Instituto de Investigaciones en Ecosistemas y Sustentabilidad, UNAM Campus Morelia, México.
Autor para correspondencia: redamar@iies.unam.mx

## Resumen

La bioenergía es la fuente de energía renovable cuya estrecha relación con el ciclo del carbono, la hace una opción de mitigación del cambio climático global. La biomasa puede transformarse en bioenergéticos sólidos, líquidos y gaseosos. Las fuentes de biomasa para producirlos son los residuos de los aprovechamientos forestales, los de aserrío, los agrícolas, los pecuarios y los sólidos urbanos; también se puede generar bioenergéticos de plantaciones y de cultivos dedicados. La participación actual de la bioenergía en el mix energético nacional es de 10% representada por leña y bagazo de caña en los sectores domestico e industrial. Sin embargo, otros biocombustibles pueden sumarse para ser un caso real de mitigación de $CO_2$. Los escenarios plantean que existe materia prima suficiente a nivel nacional para generar entre 1135 y 1923 PJ año$^{-1}$ lo alcanzaría una mitigación máxima de 25 Mton$CO_2$ año$^{-1}$ si se sustituyen combustibles fósiles por bioenergía, además del uso de dispositivos eficientes. En el corto plazo, los biocombustibles sólidos presentan el mayor potencial de penetración en el mercado, mientras que los biocombustibles líquidos y gaseosos aun enfrentan desafíos de I+D+T. La principal barrera de la bioenergía es, demostrar que es una opción real de mitigación del cambio climático global, para ello la ruta tecnológica desde la cuna a la tumba debe ser sostenible y con emisiones totales de $CO_2$ por debajo de las del energético que sustituye. Otras barreras a superar son la falta de: políticas públicas favorables, de apoyos fiscales y subsidios, y de aceptación social.

**Palabras clave**: *bioenergía*; *mitigación*; *biocombustible*; *sustentabilidad*; *México.*

## Abstract

Bioenergy is the source of renewable energy with a close relationship with the carbon cycle and it`s an option for mitigating global climate change. Biomass can produce solid, liquid and gas biofuels. The sources of biomass to produce biofuels are the residues of forest, sawmill, agricultural, livestock and urban solid waste; Also, bioenergy made in from plantations and energy crops. The current share of bioenergy in the national energy mix is 10% represented by fuelwood and sugar cane bagasse in the domestic and industrial sectors. However, other biofuels can add up to be a real $CO_2$ mitigation. The scenarios suggest that there is sufficient raw material at national level to generate between 1135 and 1923 PJ year$^{-1}$ would reach a maximum mitigation of 25 Mton$CO_2$ year$^{-1}$ if fossil fuels are replaced by bioenergy, mix with the use of efficient devices. In the short term, solid biofuels have the greatest potential for market penetration, while liquid and gases biofuels still face I+D+T challenges. The main barrier to bioenergy is to demonstrate that it is a real option for mitigating global climate change, for this the technological route from the cradle to the grave must be sustainable and with total $CO_2$ emissions below those of the oil energy it replaces. Other barriers to overcome are the lack of: favorable public policies, fiscal support and subsidies, and social acceptance.

**Key words:** *bioenergy*; *mitigation*; *biofuels*; *sustainability*; *Mexico.*

## Introducción

La bioenergía es una energía renovable. A diferencia de otros tipos de energía, la bioenergía tiene una relación estrecha con el ciclo del carbono (C) y es la única capaz de sustituir las emisiones de bióxido de carbono ($CO_2$) de los combustibles fósiles por emisiones biogénicas. Además, puede "capturar" el C atmosférico en la biósfera para establecer sumideros o reservorios de C (IPCC, 2012).

La bioenergía surge a partir de biocombustibles sólidos, líquidos y gaseosos. La materia prima para producirla proviene de diversas fuentes de biomasa; técnicamente cualquier tipo de biomasa puede producir a los tres biocombustibles (Figura 1), sin embargo, se enfatiza que la materia prima provenga de residuos de diferentes fuentes como son, los aprovechamientos forestales, los aserraderos, rastrojos agrícolas, desperdicios pecuarios y los sólidos urbanos. También se puede obtener bioenergía de plantaciones y cultivos dedicados *ex profeso.*

**Figura 1. Tipos de biocombustibles que se pueden generar a partir de biomasa.**

En la actualidad, la bioenergía tiene una participación significativa en la demanda final de energía mundial (REN21, 2018). Provee cerca del 13% del consumo mundial, el 8% se ubica en el sector

residencial para usos tradicionales y el otro 5% se consume en usos modernos de la bioenergía como energía térmica. El IPCC establece que el escenario de participación de los biocombustibles va a crecer favorablemente en el mediano plazo por ser una alternativa para reemplazar a los combustibles fósiles y para disminuir las emisiones de $CO_2$ (Chum *et al*., 2011).

La producción de bioenergía, al ser resultado de la transformación de la biomasa, tiene un gran potencial de reducción de emisiones de $CO_2$, y de otros Gases de efecto invernadero (GEI) (Johnson *et al*., 2009; Masera *et al*., 1997), además de diversificar la matriz energética y disminuir la dependencia del petróleo como única fuente de energía, la bioenergía abre nuevas vías de desarrollo económico y potencia economías de pequeña escala sobre todo en zonas rurales o donde existe la materia prima. En este contexto, el último reporte de la FAO (2018) se confirmó que los bosques son sumideros de carbono, almacena aproximadamente 2000 Gt C por año, en forma de biomasa o como constituyentes del carbono del suelo.

*Importancia de la bioenergía en el contexto del clima*

La bioenergía es un elemento importante en la mitigación de GEI. El potencial se presenta cuando la biomasa proviene de un manejo sustentable y se acompaña de sistemas tecnológicos eficientes en la transferencia de energía. Si estas premisas no ocurren, el escenario de mitigación puede cambiar a emisor de $CO_2$ por pérdidas de carbono directas e indirectas relacionadas con el cambio de uso del suelo y manejos forestales inadecuados (Chum *et al*., 2011). Schlamadinger *et al*. (2001) señalan que la bioenergía produce una serie de efectos que deben ser contemplados al momento de proponerla como opción de mitigación, estos pueden tener efectos directos/indirectos, positivos/negativos sobre los reservorios de carbono de la biosfera y dependen de condiciones espacio temporales específicas y de la intensidad del manejo de la biomasa.

Al ser considerada una alternativa de mitigación del cambio climático global, la bioenergía ha sido considerada como un elemento transversal entre sectores emisores de GEI, especialmente destacan los sectores AFOLU y energía, donde enfrenta desafíos en cada caso. Ambientalmente, debe mostrar que es una fuente sostenible y con emisiones totales de $CO_{2e}$ de la cadena tecnológica completa, por debajo de los GEI que producen los derivados del petróleo (Figura 2). Por el lado energético, debe posicionarse como una fuente fiable de energía, con capacidad competitiva para reemplazar a los energéticos derivados del petróleo, y con costos competitivos y viables económicamente.

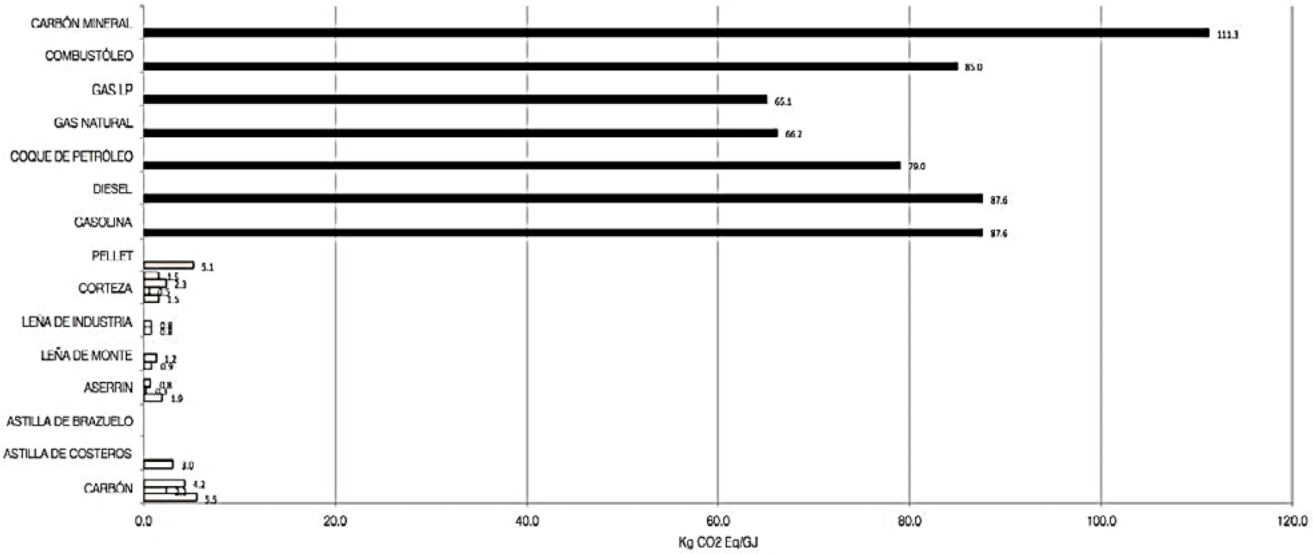



**Figura 2. Emisiones de gases de Efecto Invernadero de los biocombustibles y de combustibles fósiles (kg$CO_2$e/GJ).**
Fuente: Datos propios (TEF) y de Comisión Europea (2015) e INECC (2014) (fósiles).

*Contexto Nacional*

En México la bioenergía a través de biocombustibles sólidos como leña y carbón para el sector residencial y el bagazo de caña en ingenios azucareros, se han mantenido en uso por mucho tiempo. El uso más antiguo y longevo ha sido como transportadores energéticos de calor. La leña por su parte, sigue siendo la principal fuente de energía para 23 millones de personas en las regiones rurales distribuidas en el país (Serrano-Medrano *et al.*, 2018). Además, puede proveer de energía a pequeñas industrias y medianas y grandes agroindustrias. (Figura 3). Con base en la SENER (2014), aproximadamente 480 PJ de la demanda de energía fueron aportados por la biomasa durante 2013, lo que representa el 10% del total y el 70% del consumo de leña en el sector rural.

Durante los años 2000, los biocombustibles, como iniciativa de gobierno, emergen de la política energética y ambiental. Inician con los estudios de viabilidad para la producción de biocombustibles líquidos como el etanol y el biodiesel (SENER *et al.*, 2006). En 2008 se incluyen en la Ley para el Aprovechamiento de las Energías Renovables y el Financiamiento para la Transición Energética (LAERFTE) y en 2009 se aprueba la Ley de Promoción y Desarrollo de los Bioenergéticos (LPDB) y, se incorpora el concepto de bioenergía en programas oficiales de CONAFOR y de la SAGARPA.

Para colocar en el mercado a los biocombustibles es necesario el apoyo de normas y estándares para producirlos bajo criterios estandarizados. Por ello, en 2016 se elaboró la Norma Mexicana para la Producción Sustentable de Biocombustibles líquidos NMX-AA-174-SCFI-2015 (DOF, 2016), para impulsar la producción y comercialización biodiesel y etanol. En el contexto de normalización en 2017 se publicó la NMX-Q-001-NORMEX 2017 para la certificación de fogones y de estufas limpias de leña, para complementar el uso de leña bajo estándares de sustentabilidad.

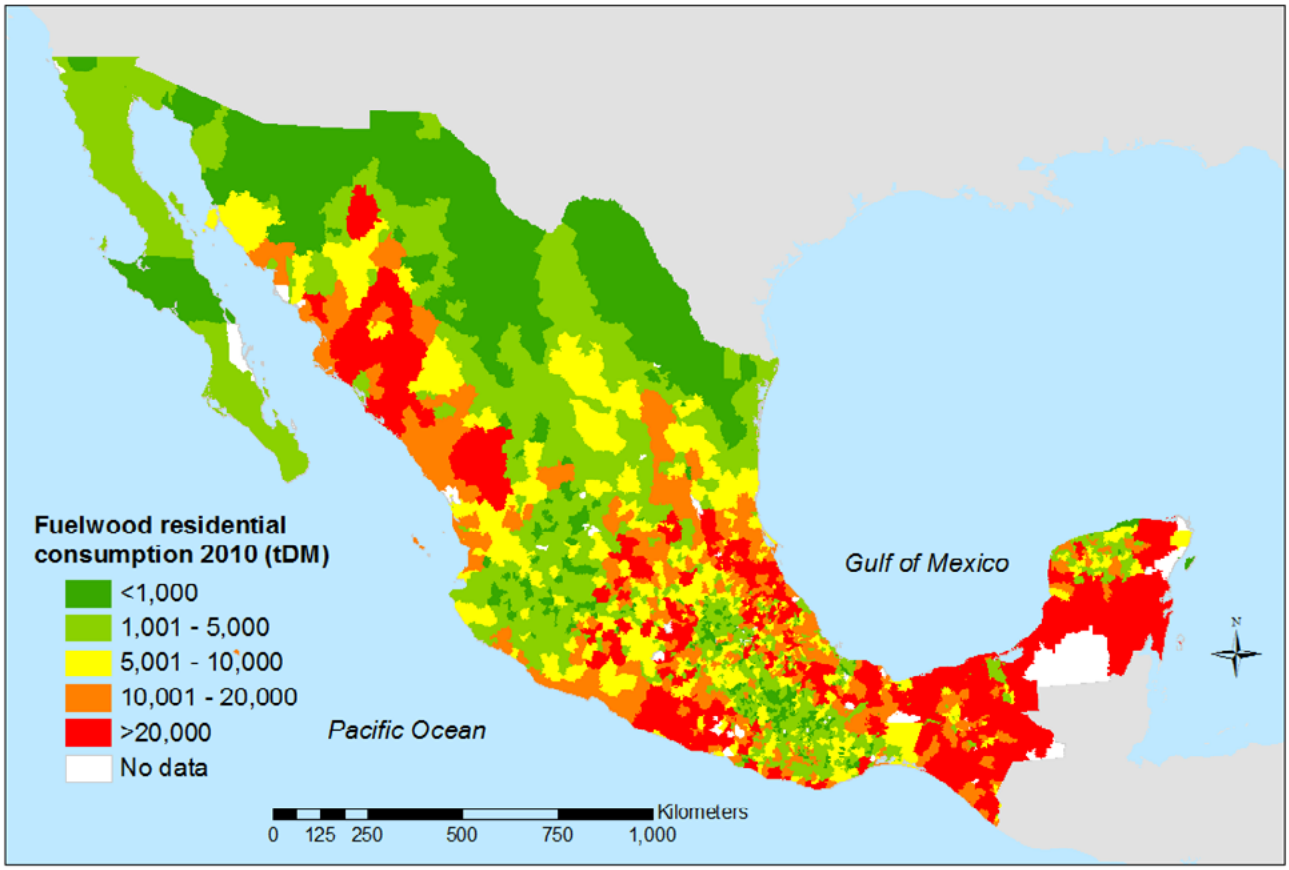



**Figura 3. Distribución nacional del consumo residencial de leña al año 2010.**
Fuente: Serrano-Medrano *et al*. (2018).

En el contexto de la investigación, el macro proyecto Centro mexicano de innovación en energia (CEMIE-Bio) conformado por cinco clústeres de biocombustibles: sólidos, bioalcoholes, biodiesel avanzado, biogas y bioturbosina; es un intento nacional para hacer converger a la académia y a la industría en el objetivo de desarrollar tecnología para garantizar una transición energética planificada y sostenible, por medio del aprovechamiento de la energía de los recursos biomásicos que tiene el país y la mitigación del cambio climático global.

*Potencial de los bioenergéticos en México*

En México existe una alta disponibilidad de biomasa, tanto de residuos como del aprovechamiento directo de la biomasa forestal. Se estima que se podría generar energía del orden de 3569 PJ/año, lo que es equivalente al 73% de la demanda final de energía en 2013 (García-Bustamante y Masera-Cerutti, 2016; Riegelhaupt, 2016), con lo que se podría obtener una reducción de emisiones de 84.4 $MtCO_2$ anuales (Johnson *et al.*, 2009). Los escenarios de corto plazo ubican a la bioenergía en el sector industrial y residencial con energía térmica. En el mediano plazo a los biocombustibles líquidos en el sector transporte y al biogás para la generación de electricidad y energía térmica.

La bioenergía para reflejar su capacidad de mitigación requiere una relación estrecha con la tecnología de uso final y con la sustitución de combustibles; por ejemplo, las emisiones de $CO_2$ por la combustión de diésel son de 633.3 $gCO_2/bhp^{-h}$, pero si se mezcla el 20% de biodiesel bajan a 534.1 $gCO_2/bhp^{-h}$ es decir, se reducen la emisiones un 15.66%, pero si se sustituyen totalmente por el 100% de biodiesel las emisiones quedan en 136.45 $gCO_2/bhp^{-h}$, equivalente al 78.45% de mitigación de bióxido de carbono emitido (Sheehan *et al.*, 1998).

La otra gran fuente de materia prima para producir biocombustibles es el sector agrícola. La superficie para cultivos en México es de 21.9 Mha. El reuso de los rastrojos como bioenergéticos es técnicamente viable para producir biocombustibles sólidos densificados, biogás o biocombustibles líquidos. Los estudios de Valdez-Vazquez *et al.* (2010) señalan que en 2006 se produjeron 76 Mtms de residuos provenientes de 20 cultivos. Con el uso del 50% como energético, se podría producir entre 100 y 127 PJ $año^{-1}$ (Cuadro 1), lo que representaría sustituir de 57.82 a 140.36 $MtCO_2e$ $año^{-1}$, si el carbono contenido en la biomasa se convirtiera totalmente a bióxido de carbono bajo un escenario de combustión eficiente.

En el caso de los biocombustibles sólidos densificados (pellets), el potencial aun no está concluido. Sin embargo, se sabe que las emisiones a lo largo de su ciclo de vida son casi despreciables si se comparan con las emisiones de los combustibles fósiles, que son entre 6 (Gas Natural) y 20 (Carbón mineral) veces mayores. En el sector eléctrico mexicano, el uso de pellets de aserrín podría reducir las emisiones de GEI casi 10 veces, reemplazando al carbón mineral en plantas de co-combustión (Tauro *et al*., 2016).

**Cuadro 1. Potencial energético de los residuos agrícolas y agroindustriales.**

| Cultivo | Tipo de Residuo | Generación de Residuos (Mtms $año^{-1}$) | Potencial mínimo ($PJaño^{-1}$) | Potencial máximo ($PJaño^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|
| Caña de azúcar | Hojas y punta | 2.5 - 7.6 | 38 | 77 |
| Maíz | Rastrojo | 14 – 33 | 210 | 248 |
| Sorgo | Rastrojo | 4.2 - 8.3 | 63 | 62 |
| Trigo | Rastrojo | 1.9 - 5.1 | 29 | 38 |
| otros* | Rastrojo | 2.2 – 6 | 32 | 45 |
| **Total de Residuos Agrícolas (BCS)** | | **24.8 - 60.1** | **372** | **470** |
| Caña de azúcar | Bagazo | 3 - 7.6 | 45 | 57 |
| Maíz | Olote | 2.8 - 6.6 | 42 | 50 |
| Maguey | Bagazo | 0.6 - 1.5 | 8 | 11 |
| Café | Pulpa | 0.1 - 0.4 | 2 | 3 |
| Arroz | Cascarilla | 0.03 - 0.1 | 0.5 | 1 |

| Cultivo | Tipo de Residuo | Generación de Residuos (Mtms año$^{-1}$) | Potencial mínimo (PJaño$^{-1}$) | Potencial máximo (PJaño$^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|
| Cítricos | Cáscara | 0.11 | 1 | 2 |
| otros* | Cascarilla-bagazo | 0.2 - 0.3 | 2 | 3 |
| **Total de Residuos agroindustriales (BCS)** | | **6.8 - 16.6** | **100.5** | **127** |
| Cultivo | | Tierras marginales disponibles (Mha) | | |
| Caña de azúcar | Jugo | 2.9 | 226 | 338 |
| Sorgo | Grano | 2.9 | 2.6 | 84 |
| **Total (BCL-etanol)** | | **5.8** | **228.6** | **422** |
| Jatrofa | Grano | 3.2 | 66 | 36 |
| Palma de aceite | Fruto | 1.8 | | 120 |
| **Total (BCL-biodiesel)** | | **5** | **66** | **156** |
| Recurso | | | | |
| Residuos municipales | | | 35 | 305 |
| Residuos ganaderos | | | 148 | 190 |
| **Total (BCG-biogás)** | | | **183** | **495** |

Fuente: Tauro *et al.* (2016).

Respecto a los biocombustibles líquidos y gaseosos, el Fondo de Sustentabilidad Energética señala que para el 2030 se deberán estar produciendo 2000 millones de L de bioetanol anuales. En el caso del biodiesel se espera tener una capacidad instalada para producir 900 millones de L anuales y de 200 a 250 millones de $m^3$ de biometano equivalente (Proyecto FSE, 2018).

*El potencial de mitigación de la Leña-Estufa de leña en México*

En un escenario de la evolución del consumo de leña y sus implicaciones en la mitigación de $CO_2$, Serrano-Medrano *et al*. (2018) estimó que el volumen de leña usado en el año 2010 equivale a 310 PJ año$^{-1}$. El escenario entre los años 2014-2030 del binomio leña-estufa de leña muestra que la mitigación de GEI en línea de base (BAU) es de 364.3 $MtCO_2e$ acumuladas por el uso de 309 Mtms de leña durante el periodo. Los escenarios alternativos muestran que la combinación de las estufas de leña, el manejo sustentable de la leña y el uso de gas LP, permiten alcanzar un ahorro entre 60 y 111.6 Mtms de leña, lo que equivale a una mitigación acumulada entre 50.4 y 126.3 $MtCO_2e$ dependiendo de la combinación de las tecnologías (Figura 4).

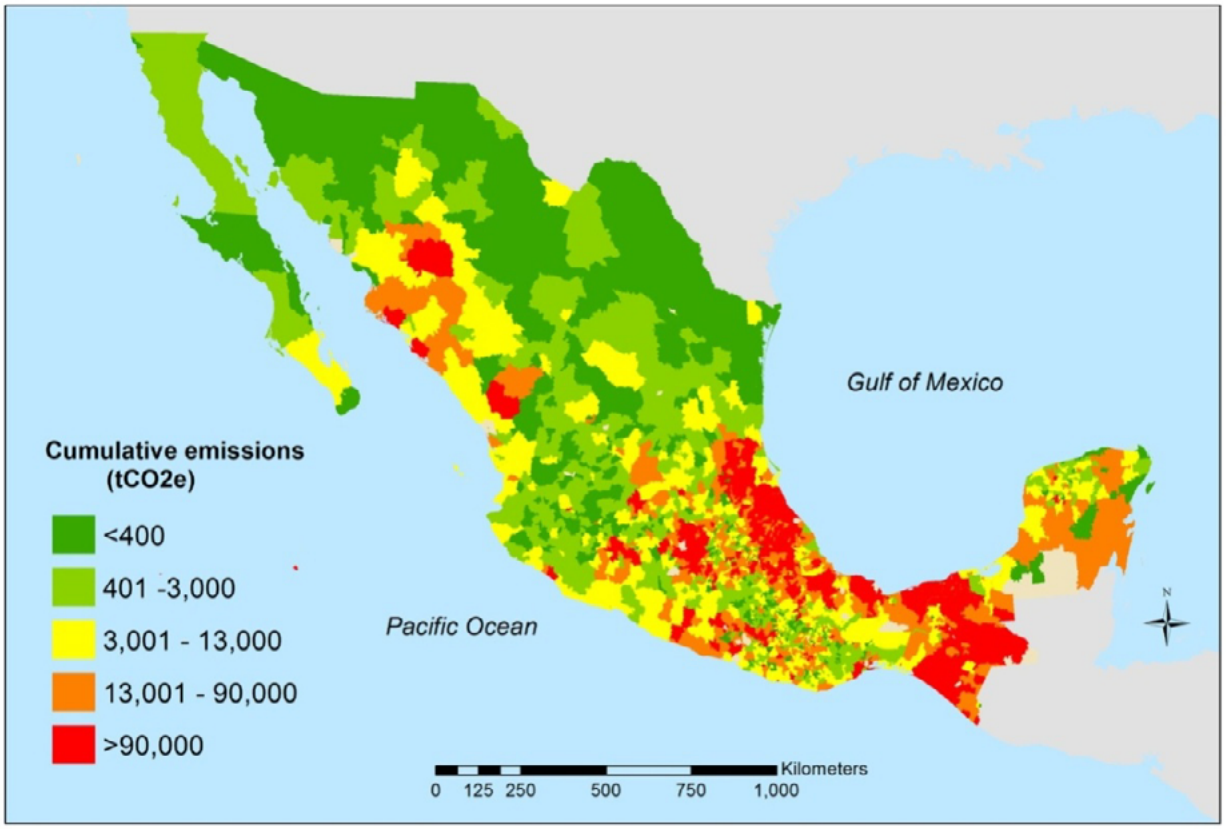



**Figura 4. Distribución espacial de la mitigación de GEI´s acumulados por el uso de leña en el sector residencial (Escenario al 2030).** Fuente: Serrano-Medrano *et al*. (2018).

El Proyecto *Utsil Naj*, es un programa de certificación de uso de estufas de leña impulsado por la empresa franco-peruana Microsol para la comercialización de reducciones verificadas de GEI en México. Este programa demostró, que entre 2011 y 2018 se logró la reducción de 182 253 $tCO_2e$ al unir la tecnología eficiente de 26 759 estufas de leña, al uso de la leña como biocombustible.

## Conclusiones

Los biocombustibles presentan una oportunidad para la transición energética con bajas emisiones de bióxido de carbono, para lograrlo dependen de la cadena tecnológica y de la tecnología de uso final.

La producción de biocombustibles debe basarse en el análisis del ciclo de vida para garantizar que las emisiones de $CO_2$ de la cadena tecnológica sean menores, que las derivadas de los combustibles fósiles.

Debido a que la plasticidad de la biomasa en su conversión a bioenergéticos, una misma fuente potencialmente puede generar biocombustibles sólidos, líquidos y gaseosos, por lo que es necesario definir mapas de ruta tecnológica en base a criterios de sustentabilidad y de bajas emisiones.

El aprovechamiento de la bioenergía en la actualidad tiene poca penetración en el mercado debido a barreras de tipo tecnológico y de índole social como los impactos negativos a la salud, impactos al ambiente y de precios altos respecto a los combustibles de petróleo.

Los biocombustibles, por si solos no serán capaces de satisfacer al 100% la demanda actual y futura de energía; por lo que es necesario que conformen un paquete tecnológico en el que su uso se combine con combustibles derivados del petróleo y con otras energías renovables.

## Literatura citada


Chum, H., A. Faaij, J. Moreira, G. Berndes, P. Dhamija, H. Dong, B. Gabrielle, A. Goss Eng, W. Lucht, M. Mapako, O. MaseraCerutti, T. McIntyre, T. Minowa and K. Pingoud. 2011. Bioenergy. pp. 209-331. *In*: Edenhofer, O., R. Pichs-Madruga, Y. Sokona, K. Seyboth, P. Matschoss, S. Kadner, T. Zwickel, P. Eickemeier, G. Hansen, S. Schlomer and C. von Stechow (eds). IPCC Special Report on Renewable Energy Sources and Climate Change Mitigation. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Comisión Europea. 2015. Harmonized greenhouse gas (GHG) emissions calculations for electricity, heat and cooling from biomass throughout the European Union (BioGraceII). http://biograce.net/app/webroot/biograce2/

DOF (Diario Oficial de la Federación). 2016. Norma Mexicana, NMX-AA-174-SCFI-2015. DOF. México

FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). 2018. El estado de los Bosques del Mundo 2018. Las vías forestales hacia el desarrollo sostenible. Roma. Licencia: CC BY-NC_SA 3.0 IGO. Roma, Italia. 132 p.

García-Bustamante, C y O. Masera-Cerutti. 2016. Estado del Arte de la Bioenergía en México. Red Temática de Bioenergía (RTB) del Conacyt. Imagia comunicación. México. 104 p.

INECC (Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático). 2014. Factores de emisión para para los diferentes tipos de combustibles fósiles y alternativos que se consumen en México. Informe. INECC/IMP. México. 46 p.

IPCC (The Intergovernmental Panel on Climate Change). 2012. Renewable energy sources and climate change mitigation. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York. NY, USA. 1075 p.

Johnson, T. M., C. Alatorre, Z. Romo y F. Liu. 2009. Mexico: Estudio sobre la disminución de emisiones de carbono. The World Bank.

Masera, O. R., M. J. Ordóñez and R. Dirzo. 1997. Carbon emissions from Mexican forests: current situation and long-term scenarios. Climatic Change 35:265-295.

Proyecto FSE. 2018. Resumen de los Mapas de Ruta Tecnológica de biocombustibles. http://www.proyectofse.mx/2018/07/30/resumen-de-los-mapas-de-ruta-tecnologica-de-biocombustibles/

REN21. 2018. Renewables 2018 Global status Report (GSR). IRENA, IEA y PNUMA. París.

Riegelhaupt, E. 2016. Biocombustibles sólidos. pp. 23-33. En: García-Bustamante, C. y O. Masera (eds.). Estado del Arte de la Bioenergía en México. Red Temática de Bioenergía (RTB) del Conacyt. Imagia comunicación. México.

Schlamadinger, B., M. Grubb, C. Azar, A. Bauen and G. Berndes. 2001. Carbon sinksamd the CDM: could a bioenergy linkage offer a constructive compromise? Climate Policy 1:411-417.

SENER (Secretaría de Energía). 2014. Balance Nacional de Energía 2013. SENER. México.

SENER, BID y GTZ (eds.). 2006. Potenciales y Viabilidad de uso de bioetanol y biodiesel para el transporte en México. México, D. F.

Serrano-Medrano, M., C. García-Bustamante, V. M. Berrueta, R. Martínez-Bravo, V. M. Ruíz-García, A. Ghilardi and O. Masera. 2018. Promoting LPG, clean woodburning cookstoves or both? Climate change mitigation implications of integrated household energy transition scenarios in rural Mexico. Environmental Research Letters 13:1-13.

Sheehan, J., T. Dunahay, J. Benemann and P. Roessler. 1998. A Look Back at the U.S. Department of Energy's Aquatic Species Program—Biodiesel from Algae. National Renewable Energy Laboratory (NREL) Report: NREL/TP-580-24190. Golden, CO.

Tauro, R., A. Ghilardi, C. García y O. Masera. Recursos biomásicos. 2016. pp. 15-22. En: García-Bustamante, C. y O. Masera (eds.). Estado del Arte de la Bioenergía en México. Red Temática de Bioenergía (RTB) del Conacyt. Imagia comunicación. México.

Valdez-Vazquez, I., J. A. Acevedo-Benítez and C. Hernández-Santiago. 2010. Distribution and potential of bioenergy resources from agricultural activities in Mexico. Renewable and Sustainable Energy Reviews 14:2147-2153.

# 4 Atmósfera

# 4.1. La Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos: mediciones continuas de $CO_2$ en zonas urbanas y Áreas Naturales Protegidas

**Grutter Michel**[1]; González-de Castillo Eugenia[1]; Bezanilla Alejandro[1] y Stremme Wolfgang[1]

[1]Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria, CP 04510, Ciudad de México, México.
Autor para correspondencia: grutter@unam.mx

## Resumen

La Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos (RUOA) cuenta con una sub-red de monitoreo continuo de concentraciones atmosféricas de $CO_2$ en seis de sus sitios de medición, tres de los cuales se encuentran ubicados en Áreas Naturales Protegidas, y tres más en zonas urbanas. En este trabajo se hace una descripción breve de la red, que ofrece los datos de manera abierta y en tiempo real a través de su portal (https://ruoa.unam.mx). Presentamos además un análisis de la tendencia y la variabilidad estacional del $CO_2$ atmosférico observado en dos sitios con características sumamente contrastantes, y que han operado de manera continua durante los últimos 5 años: el sitio urbano de la Ciudad de México y una estación de altura, Altzomoni, ubicada a 60 km de la primera, en las faldas del volcán Iztaccíhuatl. Por último, se presentan los ciclos diarios de la concentración atmosférica de $CO_2$ de las tres estaciones ubicadas en Áreas Naturales Protegidas: Altzomoni, Chamela (Jalisco) y Los Tuxtlas (Veracruz), y el sitio urbano de la CDMX.

**Palabras clave:** *variabilidad de dióxido de carbono*; *Ciudad de México*; *observatorio atmosférico Altzomoni.*

## Abstract

The University Network of Atmospheric Observatories (RUOA) maintains a sub-network of six sites where atmospheric $CO_2$ concentrations are monitored continuously. Three of these stations are located in protected rural areas and three more are urban sites. Here we present a brief description of the network, that offers the collected data openly and in real time through its web site (https://ruoa.unam.mx). Additionally, we analyze the trend and seasonal variability of ambient $CO_2$ concentrations measured during five years of continuous operation in two sites of contrasting characteristics: the urban station in Mexico City and one site located 60 km away at the high altitude station Altzomoni, in the foothills of the Iztaccihuatl volcano. Finally, we present the daily cycles of $CO_2$ concentrations measured at the three rural stations: Altzomoni, Chamela (in the state of Jalisco) and Los Tuxtlas (in the state of Veracruz), and the urban station in Mexico City.

**Key words:** *carbon dioxide variability*; *Mexico City*; *Altzomoni atmospheric observatory.*

## Introducción

Informes recientes resaltan el reto que representa para el planeta mantener un incremento promedio global de la temperatura por debajo de los 2 °C, y más aún conseguir mantenernos 1.5 °C por debajo de los valores pre-industriales (IPCC, 2018). El panorama no es muy alentador: las emisiones globales de bióxido de carbono ($CO_2$) aumentaron 1.6% en 2017 y 2.7% en 2018 (Jackson *et al*., 2018). De acuerdo a la División Global de Monitoreo de la NOAA (National Oceanic & Atmospheric Administration), la tasa de crecimiento promedio del $CO_2$ en la atmósfera durante los últimos cinco años es de 2.50 ppm/año

(NOAA, 2019). Se aprecia claramente en los datos de las últimas décadas que la concentración del $CO_2$ no solo ha aumenta año con año, sino que su acumulación continúa acelerándose.

Según el inventario de emisiones de la Ciudad de México (SEDEMA, 2018), el 95% de las emisiones de $CO_2$-equivalente se deben al consumo de combustibles fósiles, siendo el sector transporte es responsable de más del 74% de estas emisiones. La masa de $CO_2$-eq. incluye la contribución proporcional de otros gases de efecto invernadero ($CH_4$, $N_2O$ y HFC's) según su potencial de calentamiento con respecto al del $CO_2$. En total, en la Ciudad de México se emitieron en el 2016 poco más de 22 millones de toneladas de $CO_2$-eq. a las que se pueden sumar 19 millones de toneladas más que se generaron por actividades de la población de la CDMX, incluyendo la generación de energía eléctrica, pero que fueron emitidas fuera de la zona metropolitana.

Existen muy escasos estudios en México en los que se documente la variabilidad del $CO_2$ en la atmósfera. Durante septiembre del 2001, se midió con un espectrómentro infrarrojo la variabilidad del $CO_2$ en Ciudad Universitaria y se obtuvo una concentración promedio de 375 ppm (Grutter, 2003). En el 2009, la NOAA inició un programa de muestreo semanal usando matraces en la estación MEX (High Altitude Global Climate Observation Center) ubicada sobre el Cofre de Perote, Veracruz.

## La Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos

### *Área de estudio*

En el año 2014, la UNAM inició, en conjunto con otras instituciones gubernamentales y académicas del país, un consorcio para el establecimiento de una red de observación de parámetros atmosféricos y ambientales para impulsar la investigación y la docencia de las ciencias atmosféricas en el país. De los 15 observatorios en la República Mexicana, seis cuentan con equipo para medir concentraciones ambientales de gases de efecto invernadero. Las estaciones que cuentan con esta infraestructura se muestran en la Figura 1 y se listan en el Cuadro 1.

**Figura 1. Localización de las estaciones de la RUOA que cuentan con analizadores de gases de efecto invernadero.**

**Cuadro 1. Lista de estaciones con equipamiento para el monitoreo continuo de gases de efecto invernadero.**

| Estación | Acrónimo | Ubicación | Latitud | Longitud | Altitud m s.n.m. |
|---|---|---|---|---|---|
| Altzomoni | ALTZ | Cerro Altzomoni. Parque Nacional Izta-Popo, Edo. de México | 19.1187 | 98.6552 | 3985 |
| UNAM | UNAM | Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM Ciudad Universitaria, Ciudad de México, | 19.3262 | 99.1761 | 2280 |
| Chamela | CHAM | Estación de Biología Chamela, UNAM., Mpio. La Huerta, Jalisco. | 9.4983 | 105.0446 | 91 |
| Los Tuxtlas | LTUX | Estación de Biología Los Tuxtlas, UNAM. San Andrés Tuxtla, Veracruz. | 18.5853 | 95.0752 | 180 |
| Juriquilla | JQRO | Unidad Multidisciplinaria de Docencia e Investigación. Facultad de Ciencias, UNAM Campus Juriquilla, Querétaro | 20.7030 | 100.4473 | 1,945 |
| Mérida | MEDA | Facultad de Química, Universidad Autónoma de Yucatán. Mérida, Yucatán. | 20.9838 | 89.6452 | 25 |

*Metodología*

Para la medición de gases de efecto invernadero en los sitios descritos en el Cuadro 1, se utilizan seis espectrómetros tipo "Cavity Ring-Down" de la marca PICARRO modelo G2401. Estos analizadores reportan las concentraciones en aire seco del $CO_2$ y $CH_4$ cada 1.7 s con una precisión de 70 y 0.5 ppb, respectivamente. En diciembre de 2018, se implementó un sistema de calibraciones de los espectrómetros ubicados en las estaciones UNAM y ALTZ con tres mezclas gaseosas distintas, certificadas y proporcionadas por la NOAA, con el objetivo de corregir posibles sesgos y deriva instrumental en las mediciones. El procedimiento para estas calibraciones cumple con los estándares internacionales y los protocolos seguidos por redes como la Global Atmospheric Watch (GAW) y el Integrated Carbon Observation System (ICOS). Los datos medidos por las seis estaciones de la RUOA, se encuentran disponibles al público en general y sin costo a través de la página https://ruoa.unam.mx.

En este trabajo se presentan los resultados de casi cinco años de mediciones continuas en las tres estaciones rurales de la red y en el sitio urbano de la Ciudad de México. Analizamos en particular la tendencia y estacionalidad de las estaciones UNAM y Altzomoni, que se encuentran a sólo 60 km de distancia entre sí, pero que tienen características muy diferentes. Mientras que Altzomoni es considerada un sitio remoto por estar en un área natural protegida y a 4000 m s.n.m., la estación UNAM en Ciudad Universitaria se encuentra inmersa en una de las mega ciudades más grandes del mundo.

Las concentraciones de $CO_2$ atmosférico medidas en estas estaciones fueron corregidas con los resultados de las calibraciones lineales efectuadas en los respectivos espectrómetros desde el mes de diciembre del 2018. Para Altzomoni, los datos corregidos se promediaron cada hora y se eliminaron los datos que presentaron desviaciones estándar mayores a 2.5 ppm. Con el objetivo de calcular la tendencia creciente en la concentración de fondo o *background*, también se eliminaron los datos colectados durante el día (8 a 17 horas), por ser éste el periodo en que la variación en la concentración superficial está mayormente determinada por la actividad de la vegetación circundante y no representa las condiciones atmosféricas regionales. En contraste, ningún filtro fue aplicado a los datos medidos en la estación urbana UNAM, con el objetivo de capturar la variabilidad debida a la actividad antropogénica en la zona circundante.

## Resultados y Discusión

*Variabilidad y tendencia en la estación de altura Altzomoni*

La Figura 2 presenta los promedios diarios después aplicar los filtros descritos a toda la serie de tiempo. Tales promedios diarios son los representativos de la variabilidad regional. Esta serie diaria se compone de una tendencia lineal creciente a la que superimpone el ciclo anual y un conjunto de variaciones de corto plazo que son resultado de cambios en las condiciones local y regional. Estos componentes de la serie fueron extraídos utilizando código de libre acceso mantenido por la División de Monitoreo Global de la NOAA (ftp://ftp.cmdl.noaa.gov/user/thoning/ccgcrv). Se emplearon dos parámetros para el ajuste polinomial de la tendencia, y cuatro coeficientes armónicos para extraer la variabilidad estacional, como se ve en la línea roja de la Figura 2. Con este procedimiento se obtuvo una tendencia lineal que representa un aumento de 2.64 ppm/año, ligeramente inferior a la tendencia calculada para el mismo periodo con los datos semanales colectados por la NOAA en el sitio de Perote (2.9 ppm/año).

La variabilidad intra-anual de la concentración de $CO_2$ en Altzomoni corresponde a una combinación del ciclo estacional de la vegetación en el hemisferio Norte y la actividad de la vegetación de páramo de altura que domina los alrededores del observatorio. El pico máximo de concentración anual ocurre en mayo, antes del inicio de las lluvias estivales, cuando la actividad fotosintética de la vegetación es mínima, y alcanza su mínimo anual hacia el final de septiembre, al concluir la estación lluviosa.

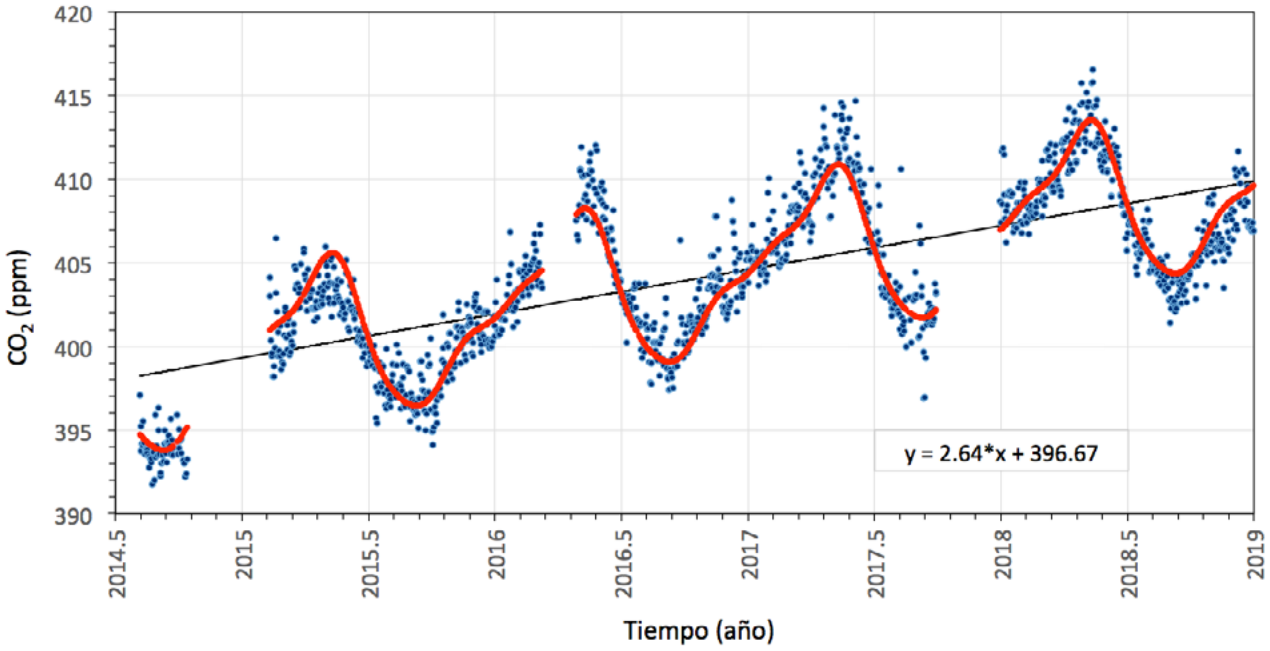



**Figura 2. Serie de tiempo con las concentraciones diarias de $CO_2$ en Altzomoni (azul), su variabilidad estacional (línea roja) y la tendencia de crecimiento lineal (línea negra).**

*Variabilidad y tendencias en la Ciudad de México*

Los promedios horarios calculados a partir de los datos medidos en la UNAM, presentan una variabilidad mucho mayor que en Altzomoni como se espera de un sitio urbano cercano a una gran variedad de fuentes de emisión. En la Figura 3 se presentan los promedios diarios (puntos azules) sin aplicar ningún filtro, ya que se pretende con esto capturar la variabilidad real a partir de la influencia de toda la actividad humana y la dinámica del sitio. La gráfica muestra valores más altos que en la estación

de altura y también una mayor dispersión en los datos. A pesar de esto, cuando se aplica un ajuste equivalente al de Altzomoni (línea roja), se puede apreciar una estacionalidad distintiva y muy diferente a la de la estación rural. Aquí se encuentra un máximo secundario en la misma fecha aproximada que el Altzomoni, a mediados de mayo, pero un máximo aún mas predominante en la época invernal, a mediados de diciembre, relacionado posiblemente a la influencia de una menor altitud de la capa de mezcla durante el invierno y la ocurrencia frecuente de capas de inversión en la región La tendencia calculada de crecimiento es de 2.5 ppm/año.

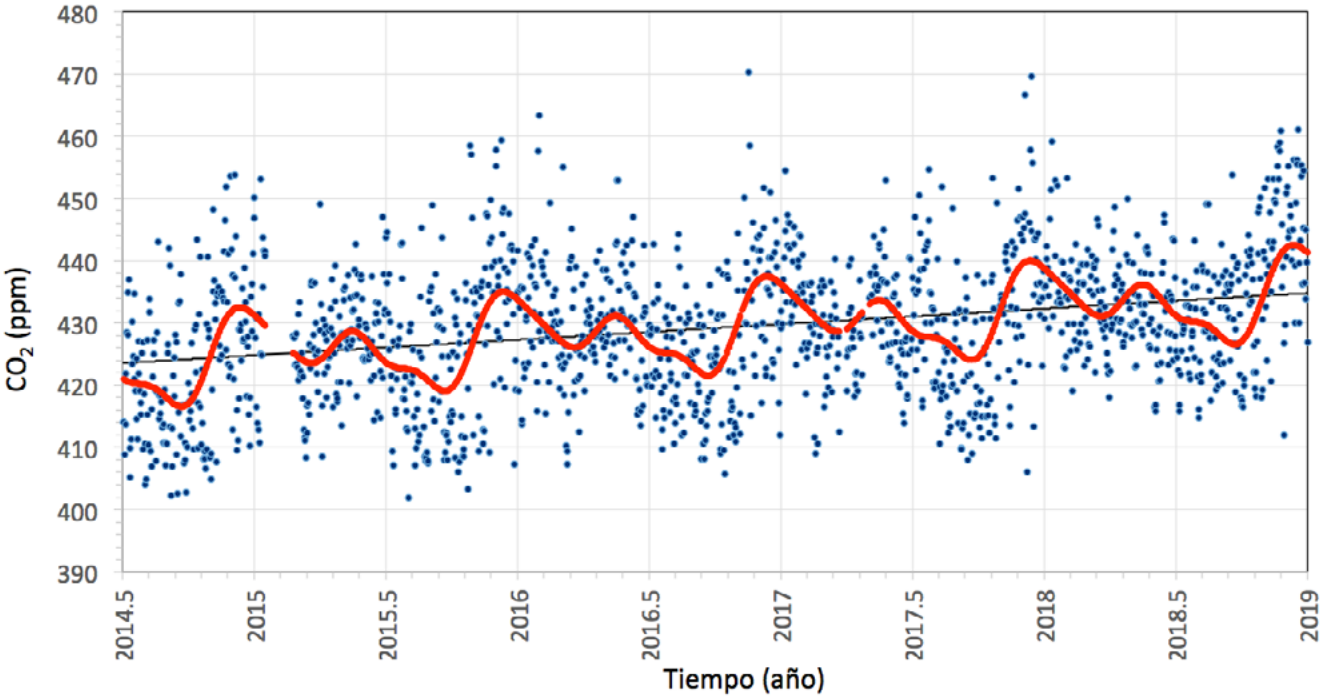



**Figura 3. Serie de tiempo con promedios diarios de las concentraciones ambientales de $CO_2$ en Ciudad Universitaria, Ciudad de México (azul), su variabilidad estacional (línea roja) y la tendencia de crecimiento lineal (línea negra).**

*Ciclo diario y variación estacional en las estaciones rurales*

La Figura 4 presenta la concentración horaria promedio para las épocas de lluvia estival y temporada de sequía en el sitio Chamela, la época invernal de Nortes y de lluvia estival en Los Tuxtlas, así como los ciclos diarios en Altzomoni y en el sitio urbano en UNAM.

La variación en el ciclo diario a lo largo del año tanto en Chamela como en Los Tuxtlas representa claramente la influencia local de la fenología vegetal en cada estación. El bosque tropical caducifolio que domina los alrededores de la Estación de Biología Chamela pierde mayoritariamente sus hojas durante la larga sequía, que puede prolongarse hasta por siete meses. El carácter casi invariante de la concentración de $CO_2$ a lo largo del día durante el periodo de secas indica la escasa actividad fotosintética de la vegetación circundante. Una vez establecidas las lluvias, la alternancia de la fotosíntesis durante el día y la predominancia de la respiración vegetal y del suelo durante la noche producen una clara variación diaria en la fracción molar atmosférica del $CO_2$ durante el verano. En ambos periodos, sin embargo, es notoria también la acumulación de $CO_2$ en las capas bajas durante el transcurso de la noche, y la influencia tanto del crecimiento en la capa de mezcla como del cambio den la dirección predominante del viento en la zona costera durante las primeras horas de la mañana.

En Los Tuxtlas, el contraste estacional es mucho menos marcado, lo que refleja igualmente la fenología de la vegetación perenne circundante. La ocurrencia de lluvias copiosas casi todo el año permite que el ecosistema de bosque tropical perennifolio que rodea a la estación mantenga su actividad

fotosintética durante todo el año, aunque es posible que la disminución de la disponibilidad de agua reduzca tal actividad durante el invierno.

La marcha general de la concentración atmosférica de $CO_2$ en un sitio urbano contrasta con los sitios donde la actividad vegetal predomina. La Figura 4 muestra cómo en la UNAM, la concentración de $CO_2$ responde al pulso de la actividad antropogénica, particularmente durante los días laborables.

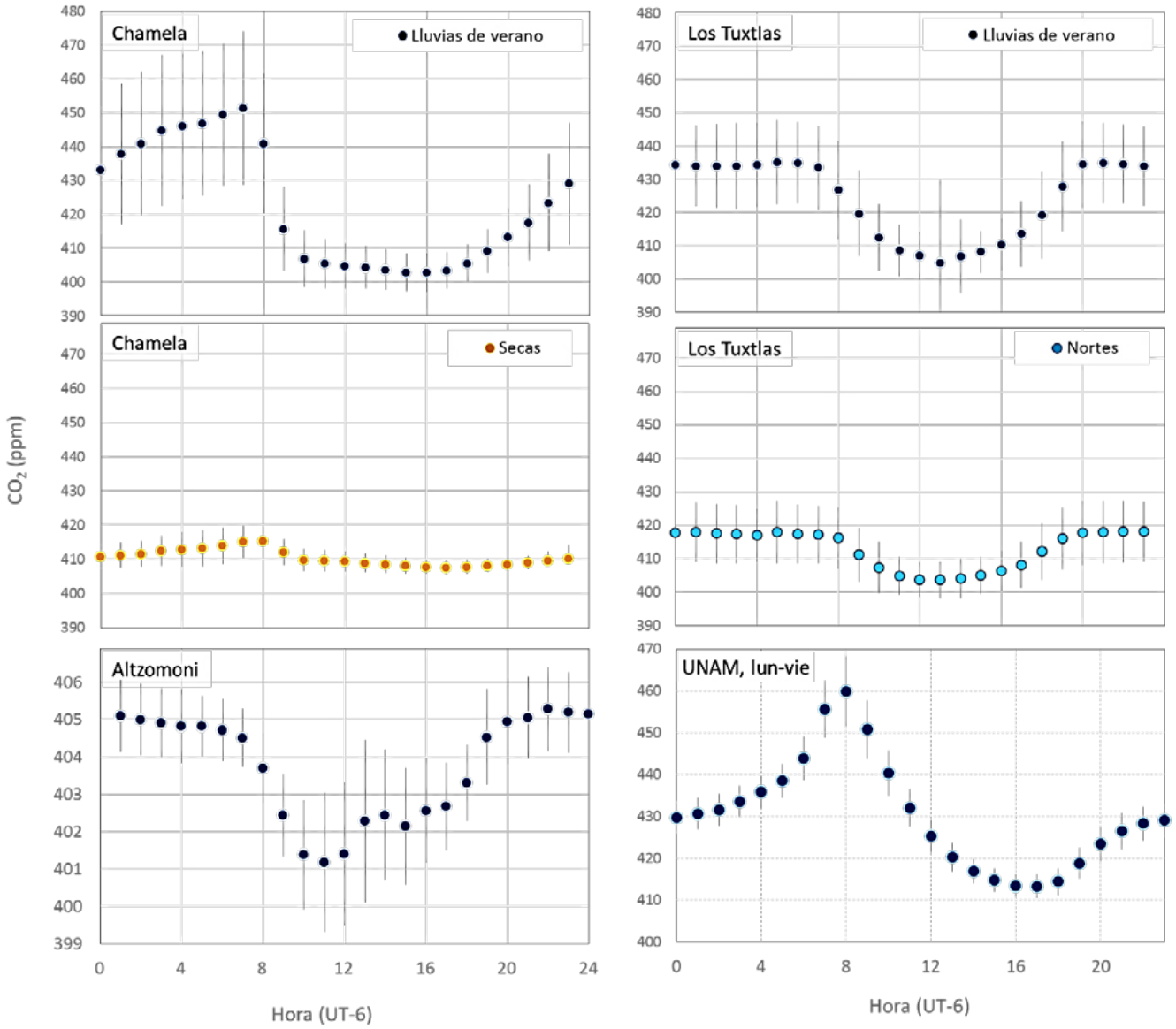



**Figura 4. Concentración horaria promedio para las épocas de lluvia estival y temporada de sequía en el sitio Chamela, la época invernal de Nortes y de lluvia estival en Los Tuxtlas, así como los ciclos diarios en Altzomoni y en el sitio urbano en UNAM.**

## Conclusiones

En esta contribución se demuestra la importancia de contar con programas de medición continua de gases de efecto invernadero en México. Es necesario que estos programas cuenten con la calidad necesaria para contribuir con redes internacionales de monitoreo. Como ejemplo, se presentan las series de tiempo de tres estaciones rurales y un sitio urbano de la RUOA, en donde se aprecia claramente la diferencia en la variabilidad detectada en cada una de ellas. Es posible diseñar el monitoreo en los sitios

rurales, particularmente en zonas designadas Áreas Naturales Protegidas para detectar la tendencia creciente en la concentración de fondo de los gases atmosféricos, no perturbadas por emisiones de fuentes antrópicas cercanas. En los sitios urbanos, el monitoreo de los gases de efecto invernadero puede ser utilizado para caracterizar la distribución de las fuentes antropogénicas, y en conjunto con herramientas de modelaje y de monitoreo de calidad del aire, servir para validar inventarios de emisiones y diseñar políticas públicas sustentadas en información científica veraz.

## Agradecimientos

Se agradece a Michel Ramonet, Olivier Laurent y Marc Delmotte del Laboratorio de las Ciencias del Clima y el Ambiente (LSCE) en Francia por su asesoría en el montaje del sistema de calibración; a la RUOA y el apoyo técnico de su personal, en especial a Delibes Flores y Omar López; a las autoridades del Parque Nacional Izta-Popo de la CONANP, al Instituto de Biología de la UNAM por las facilidades otorgadas en las Estaciones de Biología Chamela y Los Tuxtlas; y al apoyo económico otorgado por parte de la UNAM y el CONACYT (proyecto con ANR #290589).

## Literatura citada

Grutter, M. 2003. Multi-gas analysis of ambient air using FTIR spectroscopy over Mexico City. Atmósfera 16:1-13.

IPCC (The Intergovernmental Panel on Climate Change). 2018. Global Warming of 1.5 °C. Special Report Intergovernmental Panel on Climate Change.

Jackson, R. B., C. Le Quéré, R. M. Andrew, J. G. Canadell, J. I. Korsbakken, Z. Liu, G. P. Peters and B. Zheng. 2018. Global energy growth is outpacing decarbonization. Environ. Res. Lett. 13:1-7.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). 2019. Earth System Research Laboratory. Global Monitoring Division. https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/.

SEDEMA (Secretaría del Medio Ambiente de la Ciudad de México). 2018.. Inventario de Emisines de la Ciudad de México 2016. Dirección General de Gestión de la Calidad del Aire, Dirección de Programas de Calidad del Aire e Inventario de Emisiones. CDMX, México.

# 4.2. Almacenes de carbono y emisiones de metano en humedales continentales urbanos en Xalapa Veracruz, México

**Hernández-Alarcón M. E.**[1]; Hernández-Osorio A.[2] y Cruz-Zamora E. D.[2]

[1]Red de Manejo Biotecnológico de Recursos- Instituto de Ecología A.C, Carretera Antigua a Coatpec, 351, El Haya, C.P. 91070, Xalapa, Veracruz, México. [2]Instituto Tecnológico de Álamo Temache. km. 6.5 Carr. Potrero del Llano - Tuxpan, Xoyotitla, Mpio. de Álamo Temapache, Ver.,
Autor para correspondencia: elizabeth.hernandez@inecol.mx

## Resumen

Los humedales son ecotonos entre los sitemas acuáticos y terrestres. Estos ecosistemas juegan un papel importante en al ciclo del carbono por su capacidad para almacenar grandes cantidades de este elemento en sus suelos. Sin embargo, en sus suelos también se producen gases de efecto invernadero como el metano. Se estudió el almacén de carbono en el suelo y la emisión de metano en dos humedales continentales urbanos en Xalapa, Ver.; el Humedal del Santuario del Bosque de niebla HSBN y el Humedal de Molinos de San Roque HMSR. Se midio la densidad aparente y el contenido de carbono organico a una profundidad de 1 m y se midieron las emisiones de metano por el método de la cámara cerrada y el metano se cuantificó or cromatograffia de gases. Se encontró que el HMSR, presento significativamente mayor alamcén de carbono (731 Mg C $ha^{-1}$) que en el HSBN (357 Mg C $ha^{-1}$). El HSBN permanecio inundado todo el año de estudio, mientras que el HMSR fue inundado de manera estacional, al final del verano y en elotoño-invierno. El promedio de las emsiones de mnetano fueron mas altas en el HSBN (8.66 mg $CH_4$ $m^{-2}$ $min^{-1}$) que en el HMSR (2.41 mg $CH_4$ $m^{-2}$ $min^{-1}$).

**Palabras clave:** *gases efecto invernadero*; *secuestro de carbono*; *turba*; *suelos hídricos.*

## Abstract

Wetlands are ecotones between aquatic and terrestrial systems. These ecosystems play an important role in carbon cycle, due to their capacity to storage large amounts of carbon in the soil. However, wetland soils are sources of greenhouse gases such as methane. It was studied carbon stocks and methane emissions in the soils of two continental wetlands in the urban area of Xalapa, Veracruz, one wetland in the sanctuary of cloud forest HSBN and the San Roque mill wetland HMSR. Bulk density and organic carbon content were measured in the soil at 1 m depth and methane emissions were measured by the close chamber method and methane was quantified by gas chromatography. It was found that HMSR, showed significantly higher soil carbon stock (731 Mg C $ha^{-1}$) than HSBN (357 Mg C $ha^{-1}$). El HSBN was flodeed all year around while HMSR was flooded seasonal, at the end of summer and fall-winter. Average methane emmisions were higher in HSBN 8.66 mg $CH_4$ $m^{-2}$ $min^{-1}$) than HMSR (2.41 mg $CH_4$ $m^{-2}$ $min^{-1}$).

**Key words:** *greenhouse gases*; *carbon sequestration*; *peat*; *bulk density*; *hydric soils.*

## Introducción

Los humedales son zonas de transición entre los sistemas acuáticos y terrestres, que presentan inundaciones con agua dulce o salobre de forma temporal o permanente, dicha inundación puede ser sujeta o no a la influencia de marea. La inundación debe ser lo suficientemente larga para permitir el desarrollo de suelos hídricos y al menos periódicamente mantener una vegetación predominante de

hidrófitas, esto es plantas adaptadas a vivir en condiciones de inundación (Mitsch y Gosselink, 2007). Los humedales ocupan una pequeña porción de la superficie del planeta, pero a pesar de ello, juegan un papel importante en el ciclo de carbono global. Los suelos de humedales son importantes sumideros de carbono debido a la alta productividad de las plantas y a la lenta descomposición de materia orgánica que ocurre en los suelos inundados (Hernández y Moreno-Casasola-Barceló, 2018). Sin embargo, en estos suelos se llevan a cabo procesos anóxicos y anaerobios como la desnitrificación y metanogénesis cuyos productos finales entre otros son el óxido nitroso ($N_2O$) y el metano ($CH_4$), los cuales son gases de efecto invernadero (Marín-Muñiz *et al*., 2015).

En México, los humedales continentales o interiores, incluyen humedales herbáceos en las orillas de grandes lagos como Xochimilco, Pátzcuaro y Chapala y planicies de inundación de grandes y pequeños rios. Si bien en los últimos años, la importancia de los humedales en el pais ha adquirido presencia en los medios de comunicación, son todavía los manglares, los tipos de humedales más identificados y estudiados, mientras que el estudio y delimitación los humedales de agua dulce es más reciente y el conocimiento sobre el carbono en humedales continentales es aún muy escaso.

En este trabajo se investigaron los almacenes de carbono y las variaciones estacionales de metano en dos humedales continentales, en la zona urbana de Xalapa, Veracruz.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El estudio se llevó a cabo en dos humedales continentales que se encuentran dentro de la zona urbana en la ciudad de Xalapa, ambos en áreas naturales protegidas del Estado de Veracruz, el primero se denomina Humedal de Molinos de San Roque HMSR (19°32´00´´ N, 96°55´00´´; 1460 m s.n.m.) y el segundo se ubica en un valle de las cañadas del Santuario del Bosque de Niebla HSBN(19°29´00´´ N, 97°09´00´´; 1400 m s.n.m.) (Figura 1) El clima es templado húmedo variado, teniendo una temperatura máxima de 34.3 °C y una mínima que va desde los 5 hasta los 10 °C por las mañanas. Su precipitación pluvial media anual es de 1436mm y su temperatura media anual de 18 °C. Ambos humedales son alimentados por afluentes de la parte alta de la cuenca del río la Antigua.

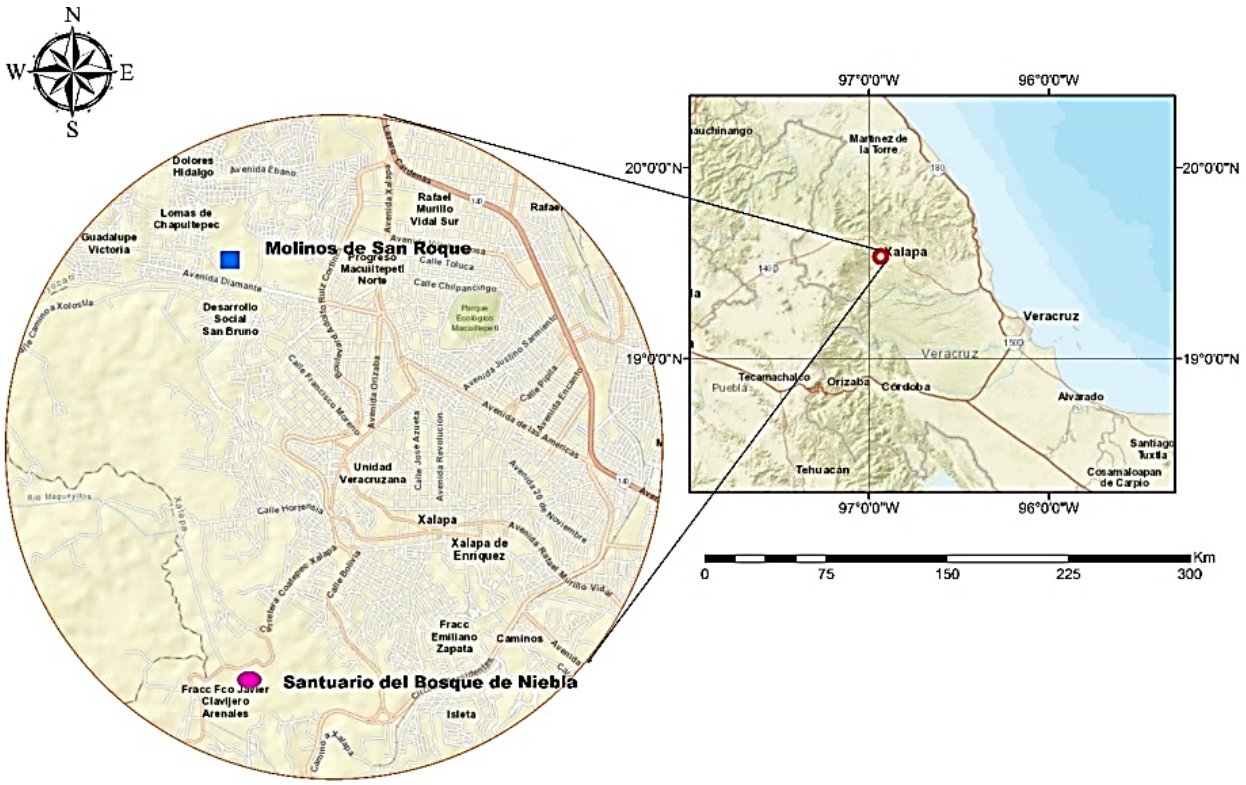



**Figura 1. Localización del área de estudio.**

*Almacenes de carbono en suelo*

Se tomaron muestras de perfiles de suelo, con ayuda de un nucleador tipo Russian Peat Borer, durante la época de menos inundación En cada sitio de tomaron 3 muestras compuestas de 3 sub-muestras Los perfiles se dividieron en secciones de 10 cm, y la profundidad promedio alcanzada fue de 1 m con 10 cm. A cada profundidad se tomaron muestras para la determinación del contenido de carbono y también se tomó otro perfil para la detrminación de densidad aparente, colocando las muestras en de cada sección de 10 cm en moldes de aluminio a peso constante, las cuales se trasladaron al laoratorio donde se secaron a 105 °C, hasta peso constante Las muestras compuestas de homogenizaron se secaron al aire y se les determinó el contenido de metaria orgánica. Finalmente, el contenido de carbono orgánico, la densidad de carbono y el almacen de carbono se calculo de acuerdo a Marín-Muñoz *et al.*, 2014.

*Medición de las emisiones de metano*

Las emisiones de $CH_4$ se determinaron mediante la técnica de la cámara cerrada (Hernández y Mitsch, 2006). Se instalaron tres cámaras en cada humedal, dichas cámaras son redondas y están construidas de PVC. Las cámaras consisten de una base insertada permanentemente el suelo del humedal a aproximadamente 5 cm y una tapa removible que se coloca sobre un marco o collar que tiene la base, en el cual se agrega agua como sello entre la base y la tapa y ésta se coloca cada vez que se mide la emisión de gases. En la parte superior de la tapa hay insertado un termómetro de alcohol para medir la temperatura al interior de la cámara en cada tiempo de muestreo, un septo de butil gris que sirve como puerto de muestreo. Cuando los niveles de agua son tan altos que no se puede mantener la cámara cerrada con el contrapeso, se utilizan tapas flotantes, las cuales consisten de la misma tapa descrita anteriormente, a dichas tapas se les coloca una cinta de espuma de poliuretano en la parte inferior. Lo anterior, permite el sello entre el agua y la tapa y ésta queda flotando en la superficie del agua. Para estabilizar la tapa durante

la toma de muestra, ésta se sujeta a un tubo delgado que se clava en el suelo junto a la base permanente. Antes de sellar la tapa con la base y después cada 10 minutos se tomaron gases internos de la cámara con ayuda de una jeringa con aguja y llave de paso y se colocaron en viales de vidrio herméticamente cerrados y previamente evacuados al vacío, que se transportaron al laboratorio para la cuantificación de metano.

*Cuantificación de metano*

La concentración de los gases se analizó mediante un cromatógrafo de gases (Perkin Elmer Clarauss 5000) con detector de ionización de flama (FID), equipado con columna empacadas de acero inoxidable de 6‘(1.8 m) con Porapak Q (80/100 mallas de 2 m). La temperatura del horno e inyector son operadas a 40 y 85 $^{0}$C, respectivamente. La temperatura del FID es mantenida a 150 °C, $N_2$ fue usado como gas acarreador a un flujo de 7 mL min$^{-1}$. Gases estándares (Mathenson gas) de $CH_4$ equilibrados con $N_2$ fueron usados para preparar la curva de calibración.

**Resultados y Discusión**

*Densidad aparente*, *contenido de carbono y almacén de carbono en suelo*

En el HSBN, la densidad aparente fue baja en las primeras capas y aumenta con la profundidad, el HMSR, presentó una tendencia opuesta, la densidad aparente fue baja en las primeras capas, después aumento y disminuyó de nuevo en las capas más profundas (Figura 2 a). En cuanto al contenido de carbono orgánico, el humedal de Molinos de San Roque, presento mayor contenido de carbono orgánico en todas las profundidades con respecto al HSBN (Figura 2b).

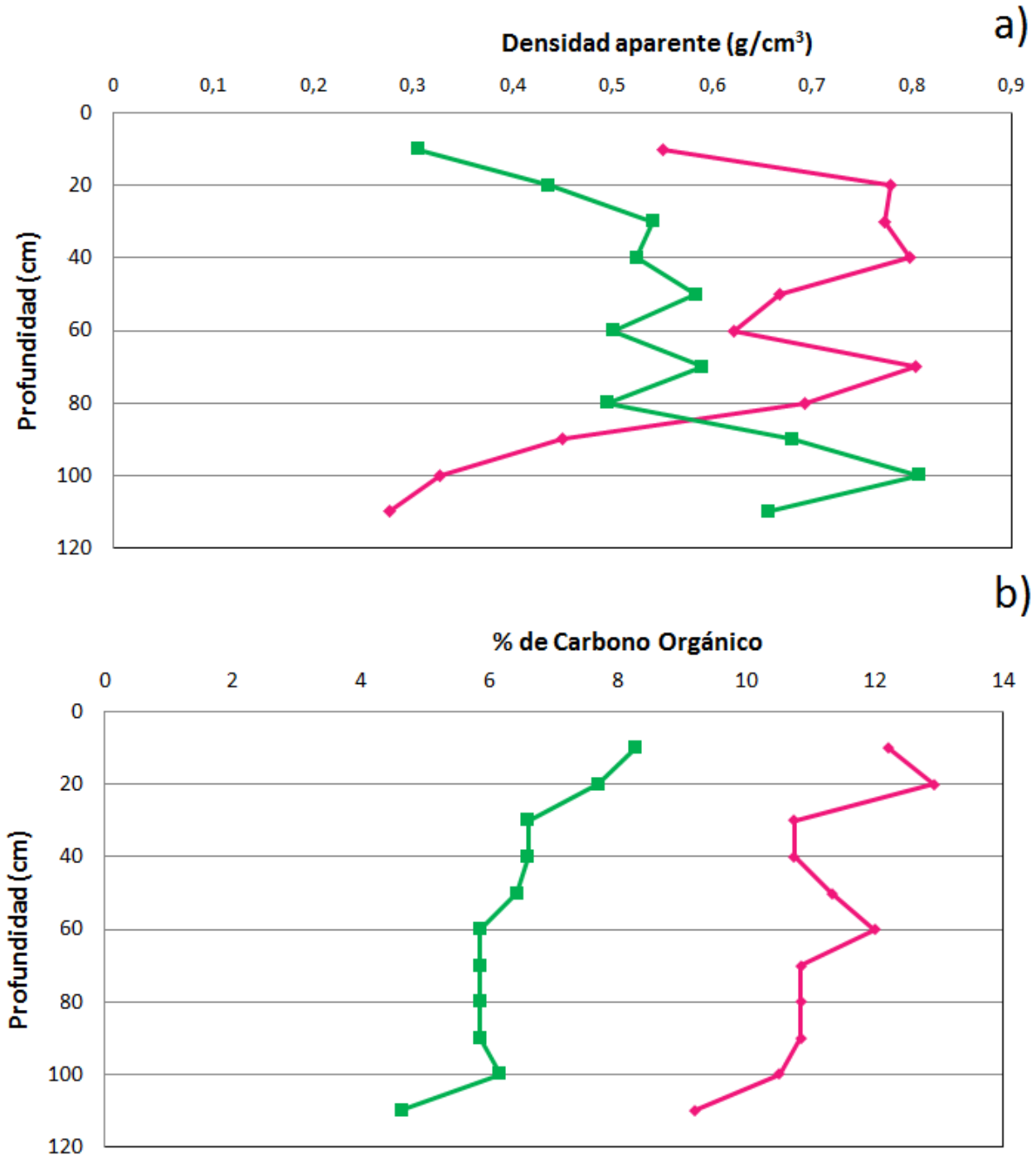



**Figura 2. Densidad aparente de los suelos de loshumedales estudiados a) y contendido de carbono organico b) de los suelos de los humedales continentales urbanos de Xalapa Veracruz.**

Cuando se calculó el almacén de carbón en el suelo (Figura 3) se encontró significativamente ($p=0.045$) más alto almacén en el HMSR (731 mg C $ha^{-1}$) que en el HSBN (357 731 mg C $ha^{-1}$).

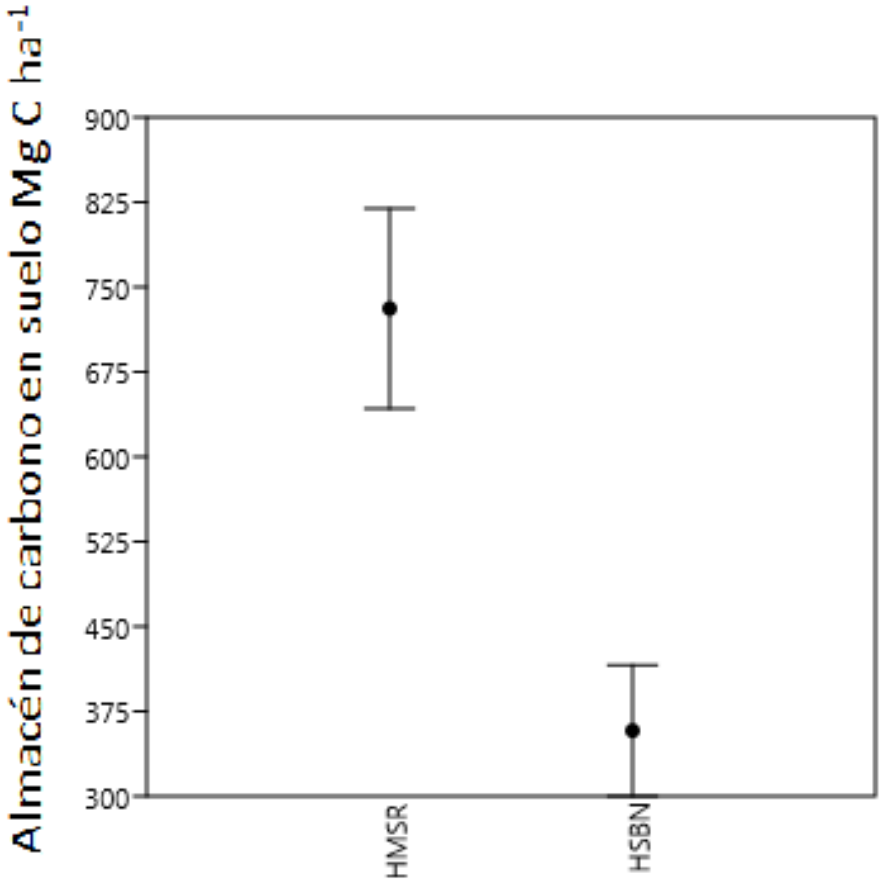



**Figura 3. Almacén de carbono en los suelos de humedales continentales urbanos en Xalapa, Veracruz.**

*Niveles de inundación y Emisiones de metano*

El HSBN, presento mayores niveles de inundación todo el año, mientras que el HMSR, presento una inundación estacional, permaneció con agua de octubre a febrero, de allí, permaneció con niveles de agua muy cerca de la superficie del suelo hasta julio y después se volvió a inundar (Figura 4a). Estas diferencias en la hidrología, también se observaron en las emisiones de metano (Figura 4b), las cuales siempre fueron mayores en el HSBN (promedio 8.66 mg $CH_4$ $m^{-2}$ $min^{-1}$) que en el HMSR (2.41 mg $CH_4$ $m^{-2}$ $min^{-1}$).

**Figura 4. Niveles de inundación y emisiones de metano humedales continentales urbanos en Xalapa, Veracruz.**

## Conclusiones

Los dos humedales continentales estudiados, presentaron altos almacenes de carbono en sus suelos. La hidrología impacto las emisiones de metano, siendo más altas en el humedal que presento mayores niveles de inundación. Es importante la conservación de estos ecosistemas urbanos por su papel como sumideros de carbono.

## Agradecimientos

Este proyecto fue financiado por el proyecto el CONACYT a través del Fondo de Ciencia Básica con el proyecto No. 258412.

## Literatura citada

Hernández, M. E. and W. J. Mitsch. 2006. Influence of hydrologic pulses and vegetation on nitrous oxide emissions from created riparian marshes in Midwestern USA. Wetlands 26:862-877.

Hernández, M. E. y P. Moreno-Casasola-Barceló. 2018. Almacenes y flujos de carbono en humedales de agua dulce en México. Maderas y Bosques. doi:10.21829/myb.2018.2401881

Marín-Muñiz, J. L., M. E. Hernández and P. Moreno-Casasola-Barceló 2014. Comparing soil carbon sequestration in coastal freshwater wetlands with various geomorphic features and plant communities in Veracruz, Mexico. Plant Soil. 378: 189-203.

Marín-Muñiz, J. L., M. E. Hernández and P. Moreno-Casasola-Barceló. 2015. Greenhouse gas emissions from coastal freshwater wetlands in Veracruz Mexico: Effect of plant community and seasonal dynamics. Atmospheric Environment 107:107-117

Mitsch, W. J. and J. Gosselink. 2007. Wetlands. 4th ed. John Wiley and Sons Inc. Nueva York. 581 p.

# 4.3. Emisión de $CO_2$ y $NH_3$ durante el compostaje de estiércol con adición de azufre

**Pérez-Vázquez Moisés**[1]; Salinas-Ruiz Joshafhat[1]; Ferrera-Cerrato Ronald[2]; Guerrero-Peña Armando[3] y Velasco-Velasco Joel[1]*

[1]Posgrado en Ciencias en Innovación Agroalimentaria Sustentable, Colegio de Postgraduados Campus Córdoba. Carretera Federal Córdoba-Veracruz km. 348, CP.94946, congregación Manuel León, Amatlán de los Reyes, Veracruz.
[2]Posgrado en Edafología, Colegio de Postgraduados Campus Montecillo. Carretera México-Texcoco km 36.5, CP 56230, Montecillo, Texcoco, Estado de México.
[3]Posgrado en Ciencias en Producción Agroalimentaria en el Trópico. Colegio de Postgraduados Campus Tabasco. Carretera Libre Cárdenas-Coatzacoalcos km 21, CP 86500, Poblado C-27, municipio de Cárdenas, Tabasco.
*Autor para correspondencia: Joel42ts@colpos.mx

## Resumen

Uno de los retos en el compostaje de estiércol bovino es reducir su pH alcalino y llevarlo a un nivel cercano a la neutralidad en el producto final. Una alternativa para tal fin es la mezcla del estiércol con agentes acidificantes, esto también estaría reduciendo las emisiones de $NH_3$. El objetivo del trabajo fue cuantificar la emisión de $CO_2$ y $NH_3$ y evaluar la dinámica del pH durante el proceso de compostaje de estiércol bovino combinado con S° a escala comercial. Se utilizó un diseño de bloques completos al azar con medidas repetidas (DBCA) con interacción tratamiento-tiempo y un DBCA simple, se realizó un análisis de varianza y comparación de medias LSD de Fisher ($p \geq 0{,}05$). La emisión de $CO_2$ fue mayor en el T2 proporción 0.25% (estiércol: azufre kg/kg) lo cual puede traducirse como una alta actividad microbiana. Con base en los resultados obtenidos la utilización de S° en una proporción de 1.0% (estiércol: azufre kg/kg) puede ser una alternativa viable para el amortiguamiento del pH durante el compostaje de estiércol bovino; a la vez que se reducen las emisiones de $NH_3$ especialmente en la fase termófila que fue la etapa donde se presentaron las menores emisiones 0.03 ppm $cm^{-2}$ de $NH_3$ en el T5 proporción 0.0% (estiércol: azufre kg/kg).

**Palabras clave:** *compost*; *oxidación del azufre*; *reducción de emisiones*.

## Abstract

One of the challenges in composting cattle manure is to reduce its alkaline pH and bring it to a level close to neutrality in the final product. An alternative for this purpose is the mixing of manure with acidifying agents, this would also be reducing $NH_3$ emissions. The objective of the work was to quantify the emission of $CO_2$ and $NH_3$ and to evaluate the pH dynamics during the composting process of bovine manure combined with S ° on a commercial scale. We used a randomized complete block design with repeated measures (DBCA) with treatment-time interaction and a simple DBCA, analysis of variance and comparison of Fisher LSD means was performed ($p \geq 0{,}05$). The $CO_2$ emission was higher in the T2 proportion 0.25% (manure: sulfur kg/kg) which can be translated as a high microbial activity. Based on the results obtained, the use of S ° in a proportion of 1.0% (manure: sulfur kg/kg) can be a viable alternative for the buffering of pH during the composting of cattle manure; at the same time, $NH_3$ emissions are reduced, especially in the thermophilic phase, which was the stage where the lowest emissions were 0.03 ppm $cm^{-2}$ of $NH_3$ in the T5 proportion 0.0% (manure: sulfur kg/kg).

**Key words:** *compost*; *oxidation of sulfur*; *reduction of emissions.*

## Introducción

La producción de ganado bovino estabulado y semiestabulado concentra densidades de miles de cabezas en pequeñas superficies de terreno. Esto genera grandes volúmenes de estiércol que contaminan los recursos suelo y agua en cuencas hidrológicas (Ruiz-Figueroa, 2009). El manejo de los estiércoles a través del compostaje es una forma eficiente y efectiva para el aprovechamiento de dichos subproductos (Zafari y Kianmeh, 2013).

El compost de estiércol bovino tiene buenas características físicas, bajos niveles de fitotoxicidad y alta carga microbiana, pero en la mayoría, el contenido de sales solubles (Na, K, Ca y Mg) es alto y el pH es alcalino, por lo que se debe evitar la sobre alcalinidad al incrementar la aplicación de estos en el suelo (Marfà *et al.*, 1998 y Salazar-Sosa *et al*., 2009). Además, Velasco-Velasco *et al*. (2016) mencionan que se requiere especial atención a la emisión de $NH_3$ en explotaciones de ganado bovino, porcino y aviar, las cuales contribuyen de manera considerable a la volatilización de este.

Una alternativa para reducir el pH es la mezcla de materiales orgánicos con agentes acidificantes (Bárbaro *et al*., 2010). Autores como Riera *et al.* (2014) utilizaron sulfato de calcio en residuos avícolas en el cual registraron valores cercanos a la neutralidad. Otra alternativa es mediante la adición de yeso y S°, pero se requiere menos de un quinto en peso del primero para lograr el mismo resultado, de los materiales disponibles, el S° es el más efectivo por unidad de peso y el acidificante más barato (Thompson y Troeh, 1998). Además, es un elemento autorizado para su uso en la agricultura ecológica (Roig *et al*., 2004).

Por su parte Roig *et al.* (2004) utilizaron S° para corregir el pH de compost de residuos de aceituna a pequeña y escala comercial donde encontraron en la adición de S° como una estrategia adecuada para disminuir el pH en una unidad y donde la humedad fue considerada un factor decisivo para la tasa de oxidación del S°. García-de la Fuente (2011) adiciono S° a compost de alperujo donde se observó un descenso de pH en 2.52 y 3.1 unidades en un experimento a pequeña escala. Carrión *et al.* (2008) adicionaron S° a compuestos de residuos agrícolas en condiciones controladas y reportaron un aumento de la población de bacterias oxidantes de S° a la vez que disminuyo el pH en 3.03 unidades. Costello y Sullivan (2014) adicionaron S° a ocho tratamientos de compost con diferentes materiales de origen, entre ellos de estiércol bovino de la industria láctica donde encontraron mayor capacidad de amortiguamiento del pH en compost de estiércol que en compost derivados de origen vegetal. Autores como Zang *et al.* (2016); Zhang *et al.* (2016) y Yuan *et al.* (2015) han realizado investigaciones enfocadas a disminuir emisiones de $NH_3$ durante el proceso de compostaje, estos autores encontraron que bajas tasas de aireación pueden reducir las emisiones de $NH_3$, a la vez la adición de aditivos ácidos puede disminuir estas emisiones.

Lo anterior demuestra que se han realizado estudios sobre el pH durante el proceso de compostaje especialmente a pequeña escala; no obstante, a pesar de todos estos estudios es necesario más información para un mayor entendimiento de la oxidación del S° y su afecto sobre el pH y emisión de gases. Por lo que en el presente estudio se planteó como objetivo principal cuantificar la emisión de $CO_2$ y $NH_3$ y evaluar la dinámica del pH durante el proceso de compostaje de estiércol bovino combinado con S° a escala comercial.

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

El presente trabajo se desarrolló en un rancho comercial ubicado en la zona costera central de Veracruz en el municipio de La Antigua, Veracruz México. En las coordenadas 19°28’33” LN: 96°31’61” LW: y se encuentra a una altitud de 30 m s.n.m. Se tiene una temperatura media de 31.2 °C, con precipitación

pluvial media de 1200 mm. El clima de la región se caracteriza por ser cálido subhúmedo con lluvias predominantes en verano principalmente, suelo dominante: Arenosol (41%) (INEGI, 2009).

*Metodología*

El estiércol utilizado fue de corrales de piso de concreto con un mes de almacenamiento el cual contenía las siguientes características: CIC: 21,3 $Cmol_{(+)}Kg$, PH: 9.4, CE: 6.60 $dSm^{-1}$, M.O: 60.5%, $N_{total}$ 1.58%, $N_{mineral}$ 111.8 mg $kg^{-1}$, P: 0.43%, K: 5.4%, Na: 2.3%, Ca: 1.4%, Mg: 0.6%.

Se seleccionó el área de compostaje, se instalaron tomas de agua para realizar los riegos y se construyeron pilas de compostaje de 20 m de largo por 3 m de ancho. La aireación de las pilas se realizó con una maquina compostadora modelo TORO 1200. Se dejó una separación de 5 m entre las pilas de estiércol y de 3 m entre cada tratamiento.

En un diseño experimental de bloques completos al azar con tres repeticiones, se establecieron un total de cinco tratamientos a través de pilas a las cuales se le agregaron las cantidades de S° correspondiente a cada tratamiento de la siguiente manera: T1 (proporción estiércol: azufre 5000:0.0 kg/kg), T2 (proporción estiércol: azufre 5000:12.5 kg/kg), T3 (proporción estiércol: azufre 5000:25 kg/kg), T4 (proporción estiércol: azufre 5000:37.5 kg/kg) y T5 (proporción estiércol: azufre 5000:50 kg/kg).

Durante el primer volteo (al inicio del experimento) se humedecieron las pilas por aspersión. Posteriormente se agregaron las cantidades de S° y se realizó el volteo respectivo y un segundo riego para incorporar el azufre a las pilas.

Inmediatamente después de instalado el experimento se comenzó con el monitoreo de las variables evaluadas. Los volteos y riegos se establecieron tres veces por semana durante las primeras semanas y las pilas se cubrieron con malla sombra.

Al tercer día se realizaron mediciones en sitio de $NH_3$ y $CO_2$ a través de cámaras estáticas de acuerdo con método modificado por Mosier *et al*. (1989), Hutchinson y Livingston (1993) y Holland *et al.* (1999); dichas cámaras de diseño circular con diámetro y altura de 19.5 y 28.5 cm, respectivamente; éstas se colocaron encima de las pilas a una profundidad media de 5 cm. Las lecturas de los gases se tomaron después de un minuto dos veces por semana con ayuda de sensores portátiles utilizados por Cohuo-Colli *et al*. (2017). Para $CO_2$ se utilizó un sensor Spectrum Technologies® modelo 2655 con un rango de medición de 0 a 4000 ppm con tecnología infrarroja no dispersiva (NDIR) y para $NH_3$ se usó un sensor marca Dräger X-am® 5000 con un rango de medición de 0-300 ppm y una resolución de 1 ppm.

A los quince días se tomaron muestras de cada tratamiento con sus respectivas repeticiones para determinar el pH, de acuerdo a la NMX-FF-109-SCFI-2008.

En el presente estudio se realizó un análisis de varianza en un diseño de bloques completos al azar con medidas repetidas (DBCA) con interacción tratamiento-tiempo como se describe a continuación:

$$Yij: \mu + \tau i + \beta j + tiempoj + (\tau * tiempo)ij + \varepsilon ij. \qquad \text{(Ec. 1)}$$

donde, $Yij$ es el nivel de pH o la emisión de $CO_2$ y $NH_3$ (ppm), después de aplicado un tratamiento con azufre (%); $\mu$ es la media general, $\tau i$ es el efecto fijo debido al tratamiento $i$ ($i$=1, 2, 3 , 4); $\beta j$ es el efecto aleatorio debido al bloque $j$ ($j$=1,2,3 ,4) asumiendo $\beta j$ ~ N (0,$\sigma 2\beta$); $tiempoj$ es el efecto fijo del tiempo $j$ ($j$ =1, 2, 3, 4, 5) al momento de la medición; $(\tau * tiempo)ij$ es el efecto de la interacción entre el $\tau i$ con el tiempo$j$, y $\varepsilon ij$ es el error experimental con $\varepsilon ij$~ N (0, $\sigma$2).

Las variables fueron analizadas utilizando el procedimiento Glimmix de SAS con una estructura de varianza de simetría compuesta y los grados de libertad para las pruebas F fueron ajustados con Kenward-Rogers.

## Resultados y Discusión

*Efecto de la adición de S° en la emisión de $CO_2$ a través del proceso de compostaje*

Los resultados del análisis de varianza indicaron diferencias estadísticas entre tratamientos sobre las emisiones de $CO_2$ ($P < .0001$). En el testigo T1 se cuantifico la emisión más baja con un promedio de 8.34 ppm $cm^{-2}$ comparado con los demás tratamientos (Figura 1).

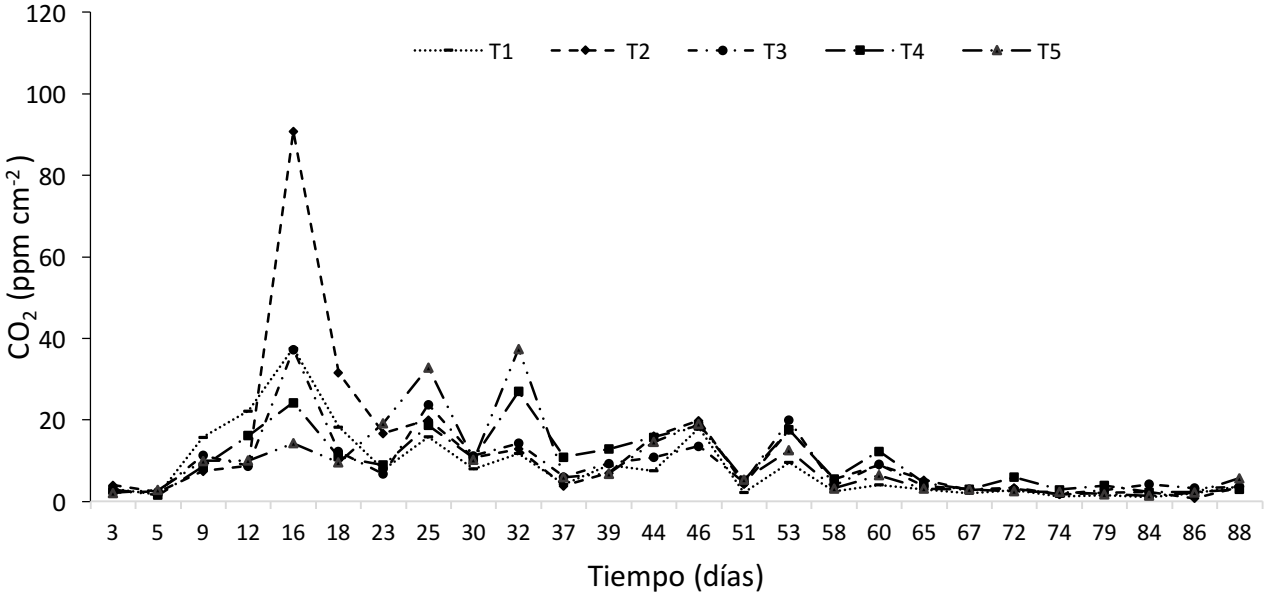



**Figura 1. Emisión de $CO_2$ (barras del error = cuadrado medio del error).**
T1 (proporción estiércol: azufre 5000:0.0 kg/kg), T2 (proporción estiércol: azufre 5000:12.5 kg/kg), T3 (proporción estiércol: azufre 5000:25 kg/kg), T4 (proporción estiércol: azufre 5000:37.5 kg/kg) y T5 (proporción estiércol: azufre 5000:50 kg/kg).

De acuerdo a Hao *et al.* (2001) quienes estudiaron las emisiones de gases durante el proceso de compostaje de estiércol bovino mencionan que, bajo condiciones de bajo contenido de oxígeno en la pila, la mayoría de las pérdidas de C se manifiestan en forma de $CO_2$. En este estudio se cuantifico mayores emisiones de $CO_2$ en los tratamientos con S° los cuales fueron estadísticamente diferentes con respecto al testigo T1 en las tres primeras fases: mesófila I (0-30 días), termófila (30-60 días) y mesófila II (60-85 días). Esto puede traducirse de acuerdo a Oudart *et al.* (2015) como una mayor actividad microbiana. El $CO_2$ fue mayor en el T2, pero tendio a disminuir en los siguientes tratamientos T3, T4 y T5 esto podría deberse a que las bacterias oxidadoras del S° son bacterias quimiolitótrofas (Ramírez-Muñoz, 2007). Por lo que fijan $CO_2$ mediante el ciclo de Calvin y al utilizar el $CO_2$ como fuente de carbono para su crecimiento estarían evitando la emisión de este de las pilas de compostaje a la atmosfera. Esto también se apoya con el hecho de que no se afectó la oxidación del S° conforme se incrementaron las dosis de S° por que el pH a la vez tendio a disminuir como se menciona a continuación.

*Efecto de la adición de S° en el pH a través del proceso de compostaje*

Los resultados mostraron el efecto de tratamientos en el pH del material durante el proceso de compostaje. Se cuantifico una reducción mayor del pH conforme se incrementó el porcentaje de S°. Los resultados del análisis de varianza indicaron diferencias estadísticas entre tratamientos sobre la dinámica de pH ($P < .0001$). En la fase de maduración (85-120 días) en los tratamientos 4 y 5 se cuantifico el promedio de pH más bajo 8.3 comparado con los demás tratamientos (Figura 2).

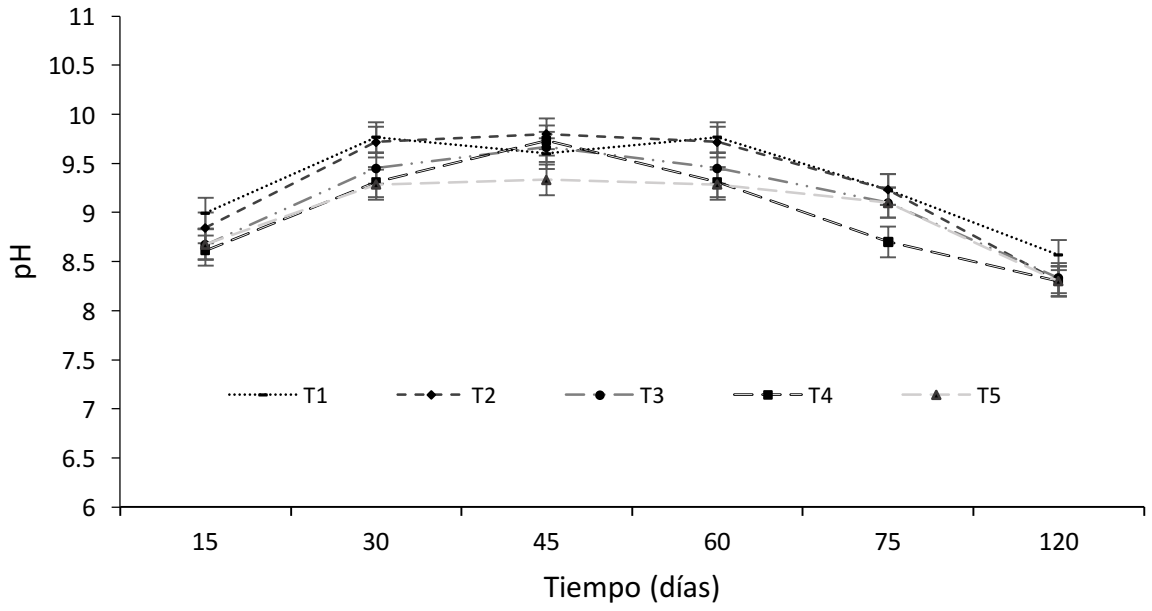



**Figura 2. Dinámica de pH (barras del error = cuadrado medio del error).**
T1 (proporción estiércol: azufre 5000:0.0 kg/kg), T2 (proporción estiércol: azufre 5000:12.5 kg/kg), T3 (proporción estiércol: azufre 5000:25 kg/kg), T4 (proporción estiércol: azufre 5000:37.5 kg/kg) y T5 (proporción estiércol: azufre 5000:50 kg/kg).

Los resultados de pH de este trabajo concuerdan con los resultados obtenidos por Roig *et al.* (2004), donde utilizaron S° para corregir el pH de compost de residuos de aceituna a pequeña y escala comercial. Estos autores observaron una disminución de pH a medida que se aumentó las concentraciones de S°. Carrión *et al.* (2008) adicionaron S° a compuestos de residuos agrícolas a pequeña escala y observaron un aumento de la población de bacterias oxidadoras de S° de $10^{7}$ a $10^{10}$ CFU $g^{-1}$ durante los primeros 50 días de incubación; seguido de una disminución significativa de estas bacterias cuando. Esto explicaría la diferencia estadística del pH en las primeras fases del compostaje mesófila I (0-30 días) y termófila (30-60 días) y no así al final del proceso ya que un aumento inicial en la población de bacterias de S° fue correspondiente a la disminución del pH. La mayor parte del S° fue oxidado en estas dos primeras fases donde en el tratamiento con mayor cantidad de S (T5) mostró los pH más bajos 9.28 en la fase mesófila I (0-30 días), y 9.33 en la fase termófila (30-60 días) y fue estadísticamente diferente con respecto a los demás tratamientos.

*Efecto de la adición de S° en la emisión de $NH_3$ a través del proceso de compostaje*

Los resultados del análisis de varianza indicaron diferencias estadísticas entre tratamientos sobre las emisiones de $NH_3$ ($P < .0001$). En el T5 (proporción estiércol: azufre 5000:50 kg/kg). se cuantifico la emisión más baja con un promedio de 0.03 ppm $cm^{-2}$ comparado con los demás tratamientos. A este respecto, Sánchez-Monedero *et al*. (2001) mencionan que las emisiones de nitrógeno amoniacal dependen de los materiales utilizados y de los valores de pH, a menor pH menor emisión de $NH_3$. El T5 con la mayor dosis de S° fue en el mostró la emisión más baja de $NH_3$ en la fase mesófila I (0-30 días) y termófila (30-60 días), siendo en estas fases especialmente en la fase termófila donde se presentan las mayores pérdidas de N en forma de $NH_3$. Se observó una correlación positiva entre pH bajo y baja emisión de amoniaco en la fase termófila, este resultado fue similar al obtenido con Zhang *et al.* (2016) donde con una tasa de aireación adecuada lograron reducir las emisiones de $NH_3$ durante el compostaje aeróbico de residuos de cocina.

## Conclusiones

La utilización de 1% de S° en una pila de compostaje puede ser una alternativa viable para el amortiguamiento del pH en compost de estiércol bovino. Con este porcentaje de azufre en la pila también se reducen las emisiones de $NH_3$. Nuevamente se confirma que la etapa crítica de emisión de amoniaco se presentó en la fase termófila. Finalmente, la mayor emisión de $CO_2$ se observó en pilas con 0.25% de S°.

## Literatura citada


Bárbaro, L. A., M. A Karlanian y D. E. Morisigue. 2010. Utilización de azufre micronizado en la corrección del pH de compost de residuos de poda. Agriscientia 27:125-130.

Carrión, C., R. García-de La Fuente, F. Fornes, R. Puchades and M. Abad. 2008. Acidifying composts from vegetable crop wastes to prepare growing media for containerized crops. Compost Science & Utilization 16:20-29.

Cohuo-Colli, J. M., J. Salinas-Ruiz, A. S. Hernández-Cazares, J. V. Hidalgo-Contreras y J. Velasco-Velasco. 2017. El amoniaco en las explotaciones avícolas: efectos sobre las aves y el ambiente. TECNOCIENCIAchihuahua 11:82-91.

Costello, R. C. and D. M. Sullivan. 2014. Determining the pH Buffering Capacity of Compost Via Titration with Dilute Sulfuric Acid. Waste Biomass Valorization 5:505-513.

García-de la Fuente, R. 2011. Caracterización y uso de compost de alperujo como enmienda orgánica. Evaluación agronómica y medioambiental. "Disminución del pH del compost de alperujo mediante la adición de azufre elemental". Universitat Politécnica de Valencia. España.

Hao, X., C. Chang, F. J. Larney and G. R. Travis. 2001. Greenhouse Gas Emissions during Cattle Feedlot Manure Composting. J. Environ. Qual. 30:376-386.

Holland, E. A., G. P. Robertson, J. Greenberg, P. Groffman, R. Boone and J. Gosz. 1999. Soil $CO_2$, $N_2O$ and $CH_4$ exchange. pp. 185-201. *In*: Robertson, G. P., C. S. Bledsoe, D. C. Coleman and Y. P. Sollins (eds.). Standard soil methods for long-term ecological research. Oxford University Press. New York

Hutchinson, G. and G.P. Livingston. 1993. Use of chamber systems to measure trace gas fluxes. pp: 67-78. *In*: Harper, L. A., A. R. Mosier, J. M. Duxbury y D. E. Rolston (eds.). Agricultural ecosystem effect on trace gases and global climate change. ASA Spec Publ 55. American Society of Agronomy. Madison, WI. 206 p.

INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2009. La Antigua, Veracruz de Ignacio de la Llave, Clave geoestadística 30016. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos. http://www3.inegi.org.mx/sistemas/mexico cifras/datos-geograficos/30/30016.pdf (Consulta: mayo 02, 2016).

Marfà, O., J. M. Tort, C. Olivella, R. Cáceres and F. X. Martínez. 1998. Cattle Manure Compost As Substrate. Ii - Conditioning And Formulation Of Growing Media For Cut Flower Cultures. Acta Hortic. 469:305-312.

Mosier A., C. Kroeze, C. Nevison, O. Oenema, S. Seitzinger and O. Van-Cleemput. 1989. Closing the global $N_2O$ Budget: Nitrous Oxide emissions Through the agricultural nitrogen Cycle. Nutr Cycling Agroecosyst. 52:225-248.

Oudart, D., P. Robin, J. Paillat and E. Paul. 2015. Modelling nitrogen and carbon interactions in composting of animal manure in naturally aerated piles. Waste Management. 46:588-598.

Ramírez-Muñoz, M. 2007. Viabilidad de un proceso para la eliminación conjunta de $H_2S$ s y $NH_3$ contenido en efluentes gaseosos. Tesis de Doctorado. Universidad de Cádiz. España. 245 p.

Riera, N. I., V. Della-Torre, P. F. Rizzo, M. Butti, F. M. Bressan, N. Zarate, C. Weigandt y D. E. C Crespo. 2014. Evaluación del proceso de compostaje de dos mezclas de residuos avícolas. Rev. FCA UNCUYO 46:195-203.

Roig, A., M. L. Cayuela and M. A. Sánchez-Monedero. 2004. The use of elemental sulphur as organic alternative to control pH during composting of olive mill wastes. Chemosphere. 57:1099-1105.

Ruiz-Figueroa, J. F. 2009. Proceso biológico aeróbico del compostaje. Ingeniería del compostaje. Universidad Autónoma Chapingo. México.

Salazar-Sosa, E., H. I. Trejo-Escareño, C. Vázquez-Vázquez, J. D. López-Martínez, M. Fortis-Hernández, R. Zuñiga-Tarango y J. P. Amado-Álvarez. 2009. Distribución de nitrógeno disponible en suelo abonado con estiércol bovino en maíz forrajero. Terra Latinoamericana 27:373-382.

Sánchez-Monedero, M. A, A. Roig, C. Paredes and M. P. Bernal. 2001. Nitrogen transformation during organic waste composting by the Rutgers system and its effects on pH, EC and maturity of the composting mixtures. Bioresour Technol.78:301-308.

Thompson, M. L. and F. R. Troeh. 1998. Los suelos y su fertilidad. 4$^{ta}$. Editorial Reverte. Barcelona, España. 661 p.

Velasco-Velasco, J., R. Ferrera-Cerrato, J. J. Almaraz-Suárez y R. Parkinson. 2016. Emisión de amoniaco durante los procesos de compostaje y vermicompostaje: aspectos prácticos y aplicados. Agroproductividad 9:45-51.

Yuan J., Q. Yang, Z. Zhang, G. Li and W. Luo. 2015. Use of additive and pretreatment to control odors in municipal kitchen waste during aerobic composting. 2015. Journal of Environmental Sciences 37:83-90.

Zafari A., and M. H. Kianmehr. 2013. Application of densification process in organic waste management. Department of Agrotechnology, College of Abouraihan, University of Tehran, Tehran, Iran. Waste Manag. Res. 31:684-691.

Zang, B., S. Li, F. Michel, G. Li and Y. Luo. 2016. Effects of mix ratio, moisture content and aeration rate on sulfur odor emissions during pig manure composting. Waste Management 56:498-505.

Zhang, H., G. Li, J. Gu, G. Wang, Y. Li and D. Zhang. 2016. Influence of aeration on volatile sulfur compounds (VSCs) and $NH_3$ emissions during aerobic composting of kitchen waste. Waste Management 58:369-375.

# 4.4. Estimación de emisiones de $CO_2$ en suelos forestales mediante la cámara de flujo LI-COR LI-8100A

**Cruz-Sánchez Yadihra**[1*]; Monterroso-Rivas Alejandro I.[2] y López-Teloxa Leticia C.[3]

[1]Maestría en Ciencias en Ciencias Forestales. División de Ciencias Forestales. Universidad Autónoma de Chapingo. km 38.5 carretera México-Texcoco, Chapingo, Estado de México. C.P. 56230.
[2]Departamento de Suelos. Universidad Autónoma de Chapingo. km 38.5 carretera México-Texcoco, Chapingo, Estado de México. C.P. 56230.
[3]Departamento de Fitotecnia. Universidad Autónoma de Chapingo. km 38.5 carretera México-Texcoco, Chapingo, Estado de México. C.P. 56230.
*Autor de correspondencia: yaridd04@gmail.com

## Resumen

La respiración total del suelo (TSR) (flujos de $CO_2$ desde el suelo) representa el enlace crítico en el ciclo de los elementos entre los organismos autótrofos, que reducen el $CO_2$ para formar compuestos orgánicos, y los organismos heterótrofos, que oxidan los compuestos orgánicos en el caso de la liberación de $CO_2$. Históricamente las emisiones de gases de efecto invernadero se han medido utilizando cámaras estáticas, las cuales requerían intensiva mano de obra de las que se obtenía una baja resolución temporal de los datos. Actualmente se tiene uno de los sistemas de cámaras de monitoreo a largo plazo disponibles en los mercados y ampliamente utilizado es Li-Cor 8100ª (LICOR Biosciences, Inc., Lincoln, NE) utilizada en las mediciones de flujo de $CO_2$ en campo, esta combina un detector de $CO_2$ y una computadora capaz de medir la tasa de aumento de $CO_2$ que emana del suelo dentro de un radio de 15 a 30 m.

**Palabras clave**: *flujo de $CO_2$ del suelo*; *respiración del suelo*; *dióxido de carbono*; *Li-Cor 8100A*.

## Abstract

Total soil respiration (TSR) (flows of $CO_2$ from the ground) represents the critical link in the cycle of the elements between autotrophic organisms, which reduce $CO_2$ to form organic compounds, and heterotrophic organisms, which oxidize organic compounds in the case of $CO_2$ release. Historically, greenhouse gas emissions have been measured using static cameras, which required intensive labor from which a low temporal resolution of the data was obtained. Currently it has one of the systems of long-term monitoring cameras available in the markets and widely used is Li-Cor 8100ª (LICOR Biosciences, Inc., Lincoln, NE) used in the measurements of $CO_2$ flow in the field, this combines a $CO_2$ detector and a computer capable of measuring the rate of increase of $CO_2$ emanating from the ground within a radius of 15 to 30 m.

**Key words:** *$CO_2$ flow of the soil*; *soil respiration*; *carbon dioxide*; *Li-Cor 8100A.*

## Introducción

Existe gran preocupación a nivel mundial por el aumento acelerado de la concentración de gases efecto invernadero (GEI) en la atmósfera, considerados como causantes del cambio climático global, principalmente el dióxido de carbono ($CO_2$) del cual está demostrada su relación con la vegetación, especialmente por la capacidad de ésta de fijar carbono (C) atmosférico, y el papel que juega al ser la segunda fuente emisora de $CO_2$ (después de la quema de combustibles fósiles: petróleo, carbón mineral y gas natural) debido a los incendios naturales o antropogénicos, así como los procesos de

industrialización y la destrucción de bosques para el aprovechamiento o cambios en el uso del suelo (Bolin, 1970; Stuiver, 1978; Woodwell *et al*., 1978; Delcourt y Harris, 1980).

El dióxido de carbono ($CO_2$) el metano ($CH_4$) y el óxido nitroso ($N_2O$) son gases con efecto invernadero que contribuyen al calentamiento global, por lo cual su cuantificación es de gran interés (González-Estrada y Camacho-Amador, 2017). La influencia de las actividades humanas han provocado grandes cambios del medio ambiente de forma considerable, provocando un aumento de gases en la atmósfera, principalmente dióxido de carbono ($CO_2$) (Ordóñez *et al*, 2001). Se ha estimado que el cambio de uso de suelo es uno de los principales colaboradores con las emisiones de $CO_2$ en la superficie del suelo. El clima, el tipo de vegetación y el uso de suelo son factores que influyen en las emisiones de este gas. La respiración del suelo se correlaciona positivamente con las temperaturas del aire y del suelo y la precipitación anual (Raich y Schlesinger, 1992).

## Materiales y Métodos

### *Área de estudio*

Las mediciones se realizaron en un bosque templado que pertenece a la provincia fisiográfica denominada cordillera Neovolcánica y a su vez en la subprovincia Lagos y volcanes del Anáhuac y se localiza a las faldas del Iztaccíhuatl (García, 1987) en el Estado de México, dentro de la Estación Forestal Experimental Zoquiapan (EFEZ) perteneciente a la Universidad Autónoma Chapingo (Figura 1).

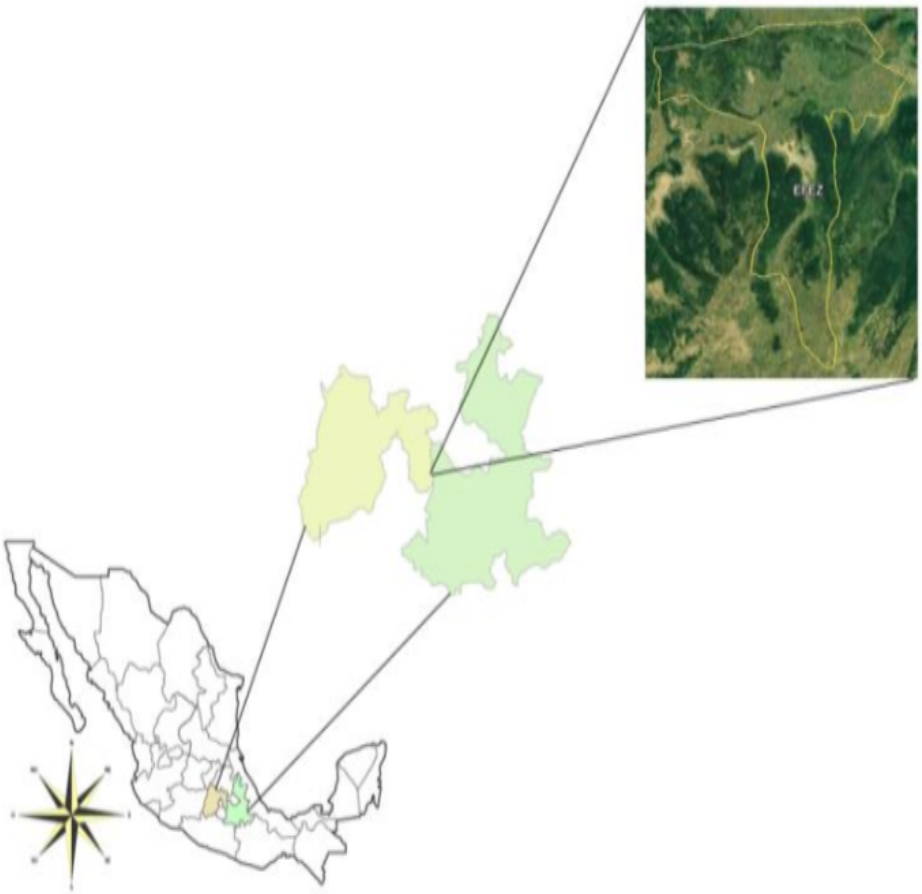


**Figura 1. Ubicación del área de estudio.**

*Metodología*

Se ubicaron 4 puntos de muestreo dentro del polígono de la EFEZ, los cuales fueron elegidos por ser los mas representativos del área a través de un "Mapa de unidades cartográficas homogéneas de paisaje" con la intersección de tres mapas elaborados, de vegetación, clima y geoforma.

En el primer sitio se encontró un rodal de la especie *Pinus hartwegii* Lindl. donde además del pasto, en la superficie hay abundantes residuos de acículas de pino, por lo que la cantidad de materia orgánica en descomposición, en los primeros 10 cm del suelo, es abundante. Existe gran cantidad de raíces del estrato herbáceo hasta aproximadamente los 30 cm de profundidad del suelo. El segundo sitio está compuesto por una asociación de *Pinus hartwegii* Lindl., *Abies religiosa* (Kunth Schltdl. et Cham.) y *Alnus jorullensis* ssp. *Jorullensis* en el estrato arbóreo, en el estrato herbáceo, la especie dominante es la *Larrea* spp. comúnmente conocida como jarilla, mientras que en el estrato herbáceo dominan pastos (*Muhlenbergia macroura*), cubriendo cerca del 80% del suelo forestal. El tercer sitio está compuesto por una asociación de *Pinus hartwegii* Lindl. y *Abies religiosa* (Kunth Schltdl. et Cham. La vegetación herbácea es dominada principalmente por pastos. El último punto corresponde a un pastizal de alta montaña encontrado a 3637 m s.n.m. que cubre cerca del 90% de la superficie del suelo, el 10% restante se encuentra al descubierto. El estrato herbáceo es el único presente en el sitio ya que la zona no cuenta con otro tipo de vegetación.

Las emisiones de $CO_2$ del suelo se analizaron mediante una cámara con sistema de flujo continuo modelo LI-COR 8100A, que consiste en colocar de manera correcta y con ayuda de un cilindro la cámara sobre el suelo. El cilindro se entierra en el suelo y se colocan los bordes de la cámara sobre este, evitando la entrada de aire atmosférico, para posteriormente, el aire acumulado en el interior de la cámara sea enviado a un infrarrojo donde el $CO_2$ puede ser detectado y analizado. Los resultados son arrojados como valores de flujo de $CO_2$ que pueden se visualizados y registrados en intervalos de tiempo para posteriormente ser almacenados en una computadora (Sanci *et al*., 2010). Al mismo tiempo, con sensores incluidos en la cámara toman datos de temperatura y humedad del suelo, cuyos datos fueron registrados junto con los datos de $CO_2$. Todas las mediciones se programaron con 30 segundos de banda muerta, la pre-purga programada fue de 60 segundos y la pos-purga se programó con 30 segundos, tiempo suficiente para que las líneas de muestreo de este gas estén purgadas de la humedad antes de que comience la próxima medición.

## Resultados y Discusión

La primera medición (Sitio 1) se registró a las 08:37 horas y la última a las 18:35 horas haciendo un total de 42 registros de flujo para el día muestreado. En la Figura 2 se muestra el flujo de $CO_2$ en el sitio de bosque de pino, donde el valor más elevado de este gas es de 2.64 $\mu mol/m^2/s$ y el más bajo es de 1.44 $\mu mol/m^2/s$. Por otro lado, la temperatura del suelo fue constante, pero mostró un ligero incremento después de las 14:00 horas debido al calentamiento de los rayos solares durante el día.

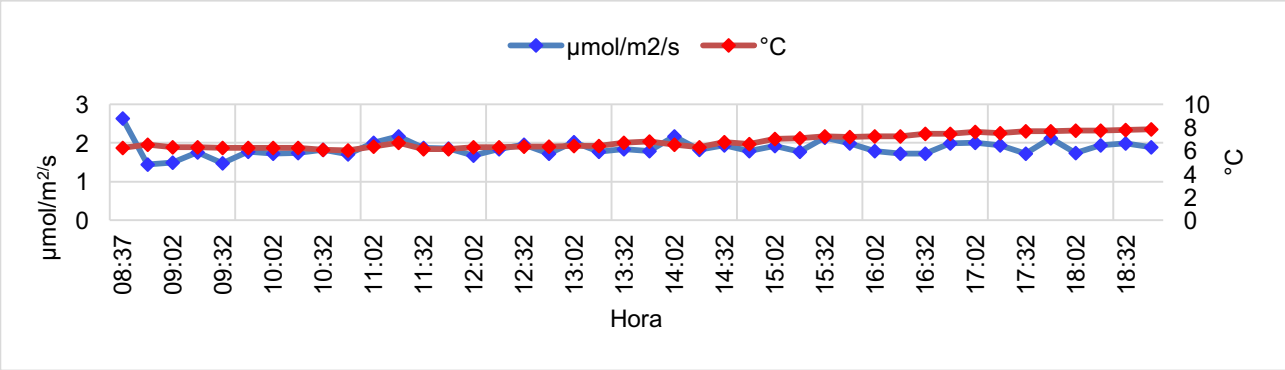



**Figura 2. Flujo de $CO_2$ y temperatura del suelo del sitio 1.**

Al graficar el flujo de $CO_2$ con la humedad del suelo registrada con el sensor de la cámara al momento de tomar las mediciones, observamos que se tiene influencia con el flujo, ya que si se observa los valores arrojados de las 08:37 a las 10:32 horas hay un descenso de la humedad mientras que hay un aumento en el flujo. De igual manera de las 10:32 a las 16:32 horas este comportamiento es de la misma manera, siendo más notorio el descenso en la humedad que el aumento en el flujo para ambos casos. Lo anterior se muestra en la Figura 3.

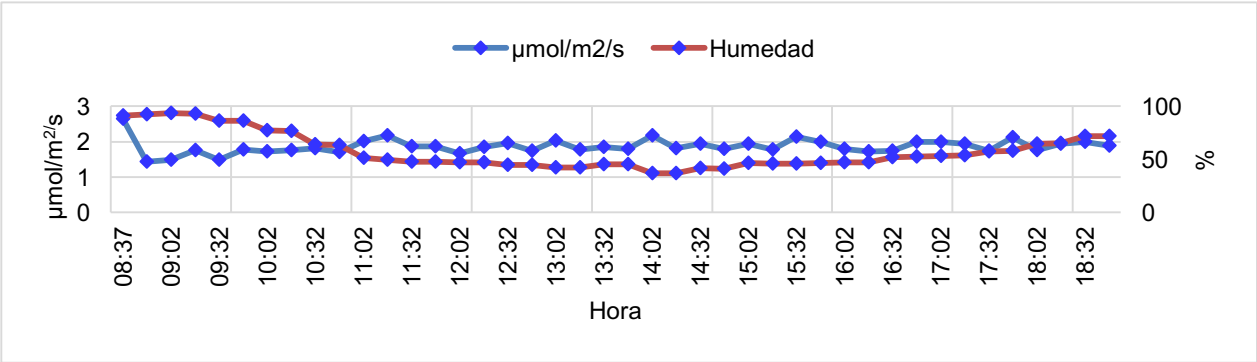



**Figura 3. Flujo de $CO_2$ y humedad del suelo del sitio 1.**

Para el segundo sitio, las mediciones registradas son muy similares a las del sitio anterior comprendidas en un rango de 2.17 y 1.17 µmol/m$^2$/s. En la Figura 4 se muestran las fluctuaciones del flujo cuyo valor más alto registrado de 2.17 µmol/m$^2$/s es a las 18:32:44 horas con una temperatura del suelo de 6.95 ºC y el menor de 1.17 µmol/m$^2$/s es registrado a las 08:35 horas a una temperatura de 6.84 ºC.

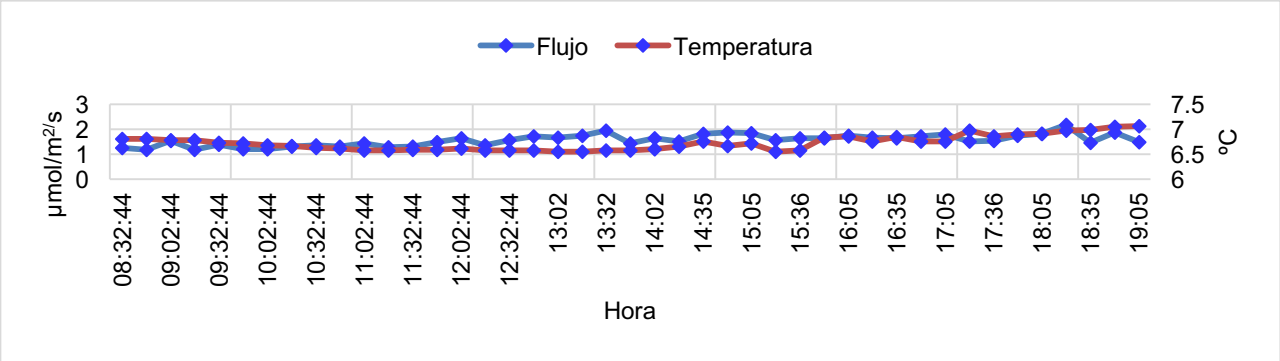



**Figura 4. Flujo de $CO_2$ y temperatura del suelo del sitio 2.**

De acuerdo con la Figura 4, la temperatura del suelo mantiene un ligero descenso de las 09:02 horas hasta las 13:02 horas, a partir de ahí aumenta con variaciones muy notorias. El flujo muestra un comportamiento relacionado con la temperatura del suelo, es decir de manera general se observa que cuando la temperatura del suelo es mayor en las primeras horas del día, el flujo se mantiene con poca variación, cuando la temperatura del suelo comienza a bajar notoriamente el flujo de $CO_2$ muestra un incremento, y finalmente cuando la temperatura del suelo aumenta notoriamente el flujo se mantiene dentro de un mismo rango.

Del mismo modo, si se evalúa la relación de la humedad del suelo registrada con el flujo de $CO_2$ se nota que, mientras la humedad del suelo presenta los valores más altos, el flujo se mantiene bajo, una vez que la humedad del suelo desciende el flujo se mantiene arriba (Figura 5).

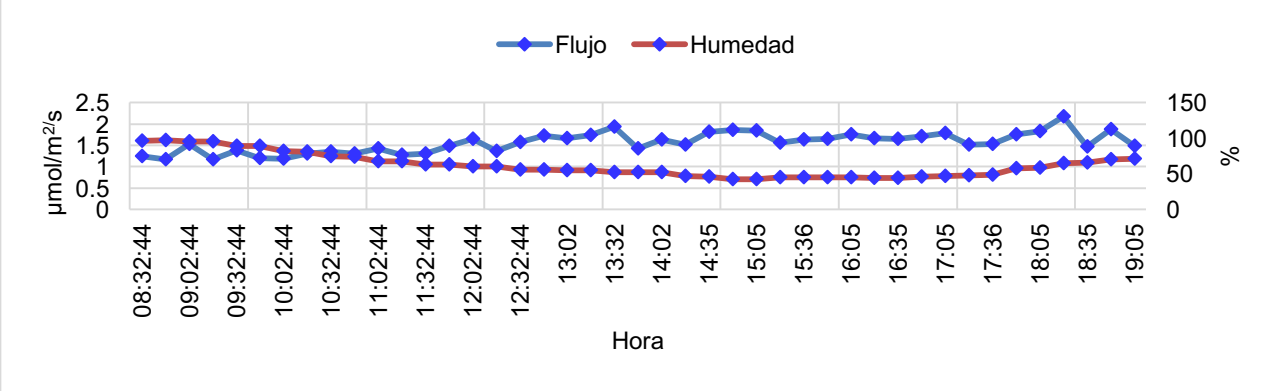



**Figura 5. Flujo de $CO_2$ y humedad del suelo del sitio 2.**

El rango del flujo del $CO_2$ en la superficie del suelo para el tercer sitio fue de 1.33 a 1.04 µmol/m$^2$/s, siendo este el sitio con menores variaciones de flujo, cuyo valor más alto se registró a las 16:32 horas y el más bajo a las 10:35 horas. La temperatura del suelo se mostró constante durante el día hasta aproximadamente las 13:32 horas, mostrando un descenso notorio, para después aumentar hasta alcanzar su máximo de 6.3 ºC a las 17:02 horas, estos valores corresponde al tiempo de medición de flujo para este día. Sin embargo, la variación de la temperatura del suelo no fue mayor, ya que la más baja registrada fue de 5.45 ºC a las 14:05 horas y 6.3 ºC a las 17:02 horas, es decir que la temperatura del suelo durante el periodo de medición aumentó 0.85 ºC (Figura 6).

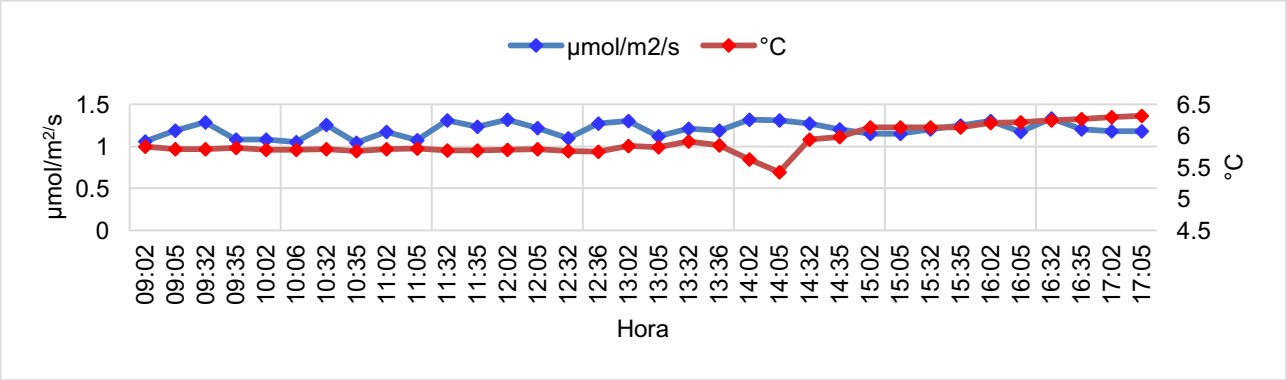



**Figura 6. Flujo de $CO_2$ y temperatura del suelo del sitio 3.**

Al analizar el comportamiento de la humedad del suelo en la Figura 7 se observa poca variación en ella, con un ligero descenso desde las 09:00 horas hasta las 14:05 horas, y a partir de aquí vuelve a aumentar. EL valor más bajo de esta variable se presenta a las 14:05 horas de 50.2% y el más alto de 82.4% a las 09:02 horas.

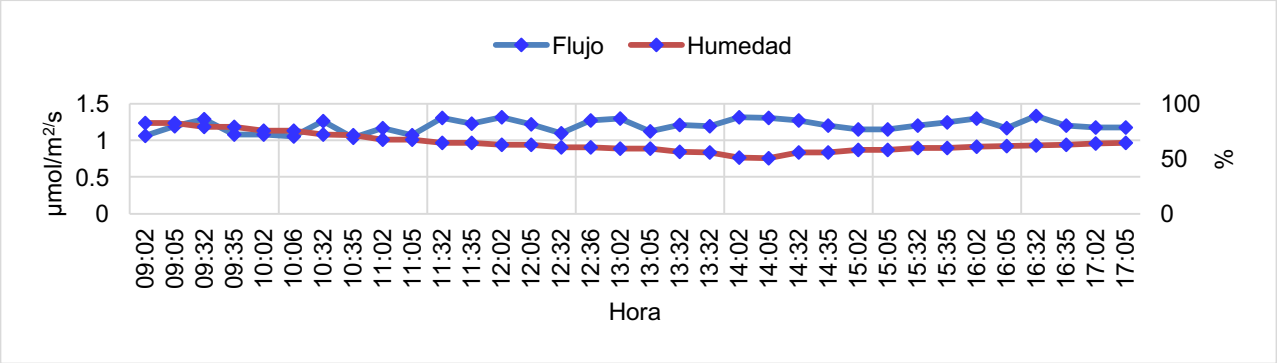



**Figura 7. Flujo de $CO_2$ y humedad del suelo del sitio 3.**

En el último sitio las mediciones a cada media hora del flujo de $CO_2$ en la superficie del suelo se realizaron de las 08:33 horas a 14:05 horas con un total de 24 mediciones, cuyos valores se registran en un rango de 1.45 a 0.69 µmol/m$^2$/s tomados a las 12:02 horas y 09:02 horas respectivamente.

En la Figura 8 se puede notar el incremento en los valores del flujo a partir de las 09:02 horas hasta las 13:02 horas, posteriormente muestra un descenso, mientras que la temperatura muestra un continuo aumento en el transcurso del día después de las 09:02 horas. La mínima temperatura del suelo registrada fue de 4.02 ºC a las 09:35 horas y la máxima de 8.15 ºC a las 14:05 horas.

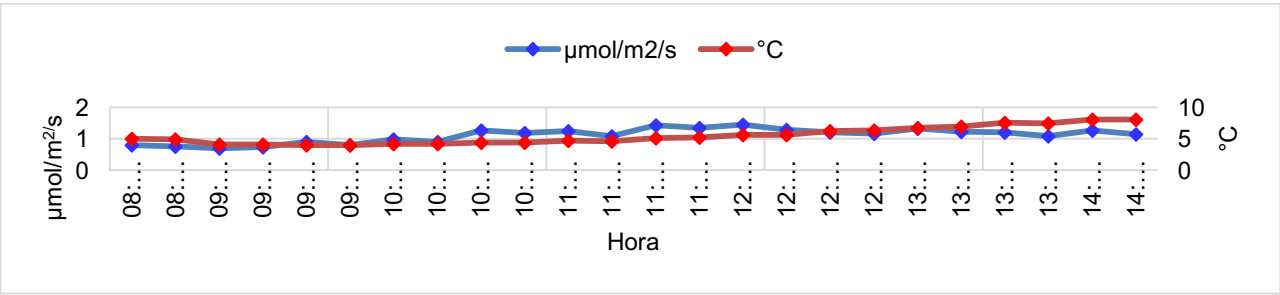



**Figura 8. Flujo de $CO_2$ y temperatura del suelo del sitio 4.**

Por otro lado, el comportamiento de la humedad del suelo, al igual que la temperatura fue constante durante el tiempo de medición, mostrando un descenso a partir de las 09:06 horas, registrando su valor más bajo de 38.6% a las 13:35 horas y el más alto de 74.8% a las 08:36 horas.

Al comparar los datos del flujo de $CO_2$ con el contenido de humedad del suelo registrado (Figura 9), se observa que mientras la humedad del suelo se encuentra alta, los valores del flujo se muestran bajos y cuando la humedad del suelo presenta los valores más bajos, el flujo de $CO_2$ empieza a aumentar. Debido a lo anterior podemos concluir que para este sitio la humedad si tiene influencia sobre el comportamiento del flujo de $CO_2$ en la superficie del suelo.

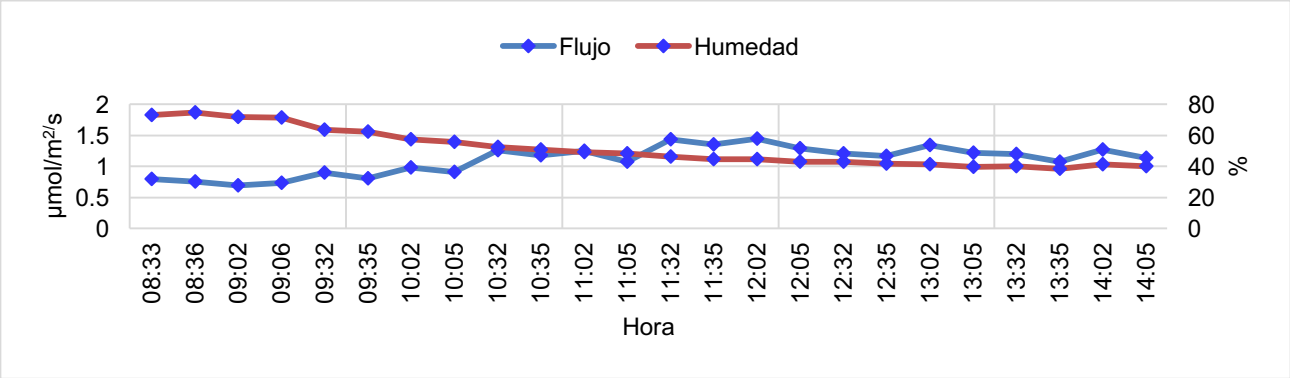



**Figura 9. Flujo de $CO_2$ y humedad del suelo del sitio 4.**

## Conclusiones

En resumen, en el bosque de *Pinus hartwegii* Lindl. el flujo de $CO_2$ se mantuvo entre 1.44 y 2.64 umol/m$^2$/s durante el día con una media de 1.86 umol/m$^2$/s, mientras que la temperatura del suelo estuvo entre 6.13 y 7.84 °C, la humedad del suelo entre 36 y 93%. La asociación de pino, oyamel y aile tiene un flujo de $CO_2$ en la superficie del suelo en un rango de 1.17 y 2.17 µmol/m$^2$/s. La temperatura del suelo se mantiene la mayor parte del tiempo alrededor de los 6 ºC con un mínimo de 6.55 ºC y un máximo de 7.06ºC, mientras que la humedad del suelo tiene valores desde 42.7% hasta 97%. Para el sitio con asociación de bosque de pino y oyamel el flujo de $CO_2$ se reporta en un rango de 1.04 y 1.33 µmol/m$^2$/s, la temperatura del suelo tampoco presentó mayor variación con valores entre 5.45 y 6.3 ºC, mientras que la humedad del suelo tuvo un poco más variación que las variables anteriores encontrándose entre 50.2 y 82.4%. Los resultados de los datos de flujo de $CO_2$ en la superficie del suelo para el sitio con pastizal de alta montaña, se obtuvieron en un rango de 0.69 y 1.45 µmol/m$^2$/s, la temperatura del suelo osciló entre 4.02 y 8.15ºC, mientras que la humedad del suelo estuvo entre 38.6 y 74.8%.

## Agradecimientos

A la Universidad Autónoma Chapingo, al posgrado de Ciencias Forestales de la UACh, al CONACYT por la beca, y Departamento de Suelos de la UACh.

## Literatura citada

Bolin, B. 1970. The carbon cycle. Scientific American 223:125-132.

Delcourt, H. and W. Harris. 1980. Carbon budget of the southeastern U.S. biota: analysis of historical change in trend from source to sink. Science 210:321-323.

García, E. 1987. Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen. 4ta ed. Insitituto de Geografia-UNAM. México.

González-Estrada, A. y M. Camacho-Amador. 2017. Emisión de gases de efecto invernadero de la fertilización nitrogenada en México. Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas 8:1733-1745.

Ordóñez, J. A., B. De Jong y O. Masera. 2001. Almacenamiento de carbono en un bosque de *Pinus pseudostrobus* en Nuevo San Juan, Michoacán. Madera y Bosques 7:27-47.

Raich, J. W. and W. H. Schlesinger. 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. Tellus B. 44:81-99.

Sanci1, R., H. O. Panarello y H. A. Ostera. 2010. Flujo de dióxido de carbono en el flanco oriental del volcán Peteroa, Andes del Sur. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 27:225-237.

Stuiver, M. 1978. Atmospheric carbon dioxide and carbon reservoir changes. Science 199:253-258.

Woodwell, G., R. Whittaker, W. Reiners, G. Likens, C. Delwiche and D. Botkin. 1978. The biota and the world carbon budget. Science 119:141-146.

# 4.5. Medición del contenido de carbono y emisión de $CO_2$ en suelos con diferentes usos de suelo, provenientes del Monte Tláloc

**Barrales-Brito Edgar**[1]; Paz-Pellat Fernando[2]; Etchevers-Barra Jorge[3] e Hidalgo-Moreno Claudia[3]

[1]Estudiante de doctorado, programa de Edafología. Colegio de Postgraduados, campus montecillos.
[2]GRENASER, Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo, estado de México, México
[3]Postgrado de Edafología, Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo.
Autor para correspondencia: edbarrales3@gmail.com

## Resumen

En los trabajos de la medición de carbono del suelo, se hacen estimaciones y mediciones de los contenidos de carbono en los primeros 30 cm de profundidad, debido a que se menciona que en esta capa de suelo, existe el 50% del contenido total de carbono del suelo, en las capas más profundas, generalmente no se cuantifica, sin embargo, se necesita tomarlas en cuenta en los estudios de captura de carbono. En el presente trabajo se cuantifico la cantidad de C y $CO_2$ emitida en suelos con diferentes usos de suelo (bosques, pastizal y agrícola) y a 1 m de profundidad. Se encontró que en suelos forestales los contenidos de C y $CO_2$ fueron mayores en comparación con suelos de parcela agrícola. La cantidad de $CO_2$ emitida por el suelo dependerá del uso del suelo, ya que este influirá en la cantidad de materia orgánica que entra en el perfil del suelo. En el horizonte superficial, 0-30 cm, la cantidad de C y $CO_2$ representó cerca del 60 al 70% respectivamente con respecto al total. En los horizontes más profundas el C y $CO_2$ tiene entre el 20 y 30%. En condiciones naturales, la correlación de C y $CO_2$ se considera buena, valores de $R^2$ mayores de 0.90, en comparación con las parcelas agrícolas que esta es más variable probablemente por labranza del suelo, valores de $R^2 \leq 0.5$.

**Palabras claves:** *uso de suelo*; *reservorios de carbono*; *profundidad del suelo.*

## Abstract

In the work of measuring soil carbon, estimates and measurements of carbon contents are made in the first 30 cm of depth, because it is mentioned that in this layer of soil, there is 50% of the total content of carbon. Soil carbon, in the deeper layers, is generally not quantified, however, it needs to be taken into account in carbon capture studies. In the present work, the amount of C and $CO_2$ emitted in soils with different land uses (forests, pasture and agricultural land) and 1 m deep was quantified. It was found that in forest soils the contents of C and $CO_2$ were higher in comparison with agricultural plot soils. The amount of $CO_2$ emitted by the soil will depend on the use of the soil, since this will influence the amount of organic matter that enters the soil profile. In the superficial horizon, 0-30 cm, the amount of C and $CO_2$ represented about 60 to 70% respectively with respect to the total. In the deepest horizons, C and $CO_2$ have between 20 and 30%. Under natural conditions, the correlation of C and $CO_2$ is considered good, values of $R^2$ greater than 0.90, compared with agricultural plots that this is probably more variable by tillage of the soil, values of $R^2 \leq 0.5$.

**Key words:** *land use*; *carbon reservoirs*; *soil depth.*

## Introducción

En el ciclo del carbono, existen reservorios y flujos en los cuales existe una movilidad del elemento que puede ser influenciado por factores como el clima, el uso del suelo, la pendiente, entre otros. El suelo

es el mayor reservorio de carbono, aproximadamente 1500 Pg (FAO, 2001), en comparación con los reservorios presentes en la atmosfera, 720 pg C (Falkowski *et al*., 2000) y la biomasa (viva y muerta), 500 Pg C (Ruesch y Gibbs, 2008) por lo que en los estudios para la mitigación del cambio climático, se hacen estudios para la mayor retención de este elemento en los suelos. Si se logra con este objetivo, no solamente se podrá reducir las concentraciones de carbono en la atmosfera, sino que además se mejorar la calidad del suelo (Saynes, *et al* 2012).

El carbono en el suelo dependerá del uso de suelo, ya que esto determina la cantidad de materia orgánica que entra en la matriz del suelo, posteriormente, esta se ve afectada por la mineralización por parte de los microorganismos del suelo y transportada a las capas más profundas del perfil por lixiviación. La cantidad del carbono del suelo cambia con la profundidad del suelo, la cantidad del número de raíces presente en el perfil es un factor importante, así como los procesos mismos del perfil, así como del material parental (Ortiz-Solorio, 2010).

En los trabajos de la medición de carbono del suelo, se hacen estimaciones y mediciones de los contenidos de carbono en los primeros 30 cm de profundidad, debido a que se menciona a que en esta capa de suelo, existe el 50% del contenido total de carbono del suelo (Carré *et al.*, 2010), así como de la parte más activa, debido a la cantidad de materia orgánica fresca que existe en los diferentes usos de suelo (Gallardo-Lancho, 2017), sin embargo, son pocos los trabajos que toman en cuenta el carbono existente a mayor profundidad y el $CO_2$ que este puede ser emitido.

Como objetivo del presente trabajo fue evaluar la cantidad del contenido de carbono en perfiles de suelo, provenientes de sitios con diferentes usos de suelo y grado de perturbación y la cantidad que esta genera en forma de $CO_2$ por la mineralización de su materia orgánica, para hacer un balance y determinar que uso de suelo es el que mayor retinen carbono en el suelo.

## Materiales y Métodos

Se tomaron muestras de suelos en un área de aproximadamente 16 $km^2$ en el monte Tláloc, con diferentes usos de suelo y vegetación. En cada sitio de muestreo se hizo la caracterización del perfil de suelo hasta 1 m de profundidad. Posteriormente se colectaron muestras de suelo cada 10 cm en la totalidad del perfil. En total se tuvieron 10 muestras por sitio con sus repeticiones, salvo en algunos sitios en donde el perfil se hizo hasta la profundidad posible, debido a la existencia de material endurecido y por haber llegado al lecho rocoso. Los sitios seleccionados fueron: 2 bosques de referencia de A*bies* (BR-1) y *Cupressus* (BR-2) que presentan le menor grado de perturbación y en los cuales tienen puntos de observación permanentes de medición de carbono, un bosque de *Quercus* (BQr), un bosque de *Abies* con un incendio de hace 15 años (Bqm), un pastizal natural (Pz) un sitio con vegetación secundaria de Acahual (Ac) y una parcela agrícola (Ag) con prácticas de labranza tradicional, con producción anual de maíz y frijol (Cuadro 1).

**Cuadro 1. Localización de los sitios de muestreo.**

| N° Sitio | Sitio | latitud N | Longitud W | altitud (m) | Relieve |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | BR-2 | 19°27’45.5’’ | 98°45’30.9’’ | 3450 | ladera |
| 2 | BQr | 19°26’56.9’’ | 98°46’17.0’’ | 3192 | ladera |
| 3 | Pz | 19°27’47.6’’ | 98°45’42.2’’ | 3042 | planicie |
| 4 | BQm | 19°27’00.5’’ | 98°46’14.84” | 2968 | pendiente |
| 5 | Ac | 19°26’47.1’’ | 98°46’35.2’’ | 2962 | ladera |
| 6 | BR-1 | 19°27’5.3’’ | 98°45’6.6’’ | 2931 | pendiente |
| 7 | Ag | 19°28’8.8’’ | 98°46’10.3’’ | 2857 | planicie |

En los sitios de muestreo se hizo la caracterización de propiedades de los horizontes del suelo, tomando datos como la densidad aparente (g $cm^{-3}$) con el método del cilindro, con el cual se determinó el contenido de humedad (%). En laboratorio se determinó: la textura, con el método de la pipeta, el pH, con un potenciómetro, y el contenido de N (%).

Las muestras se tamizaron en malla 10 y se secaron, posteriormente se determinó el porcentaje de carbono en un analizador de carbono TOC Shimadzu A5050 en cada sitio y por cada profundidad. Se calculó la cantidad de carbono en términos de densidad para cada sitio y perfil con la fórmula:

$$COS = (DAP)(P)\left(1(\frac{FG}{100}\right)(COSp)(100) \qquad \text{(Ec. 1)}$$

Para la respiración del suelo, se pesaron 30 g de suelo, el cual se humedeció a 25% de humedad con relación al peso, y se colocaron en frascos de un respirómetro manométrico (OxiTop OC 110®), en una incubadora a 25 °C y se procedió a registrar la pérdida de presión en un tiempo de 10 días. Con el dato de presión se calculó la cantidad de $O_2$ que se consumió por la respiración y la cantidad de $CO_2$ que se emitió por la mineralización de la materia orgánica existente en el suelo de acuerdo a Barrales-Brito *et al.* 2014).

## Resultados y Discusión

En general se pudieron identificar 4 horizontes en cada sitio, con excepción del BQR y AG, en donde la profundidad solo alcanzó los 50 y 70 cm respectivamente. Los resultados de los perfiles de suelo por cada profundidad, se presentan en el Cuadro 2. Las condiciones de pH se clasificaron como pH débilmente ácidos (AC) a débilmente alcalinos (BQM). Los valores de densidad aparente son bajos en los primeros 30 cm de profundidad, consecuentes con los datos de materia orgánica que influyen en esta variable reduciendo la DAP. Los valores de N al igual que el carbono, disminuyen con la profundidad del suelo. La textura, se clasificaron como texturas francas.

**Cuadro 2. Datos de perfiles de suelos con diferentes usos de suelo en el monte Tláloc.**

| Sitio | Horizonte | Prof. (cm) | pH | DAP (g $cm^3$) | N (%) | Arenas (%) | Limos (%) | Arcillas (%) | Clase textural |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| AC | 1 | 10 | 6.32 | 0.94 | 0.48 | 23.08 | 57.69 | 19.23 | Franco limoso |
| AC | 1 | 20 | 6.50 | 0.83 | 0.24 | 81.79 | 1.52 | 16.69 | Franco arenoso |
| AC | 2 | 30 | 6.33 | 0.81 | 0.21 | 48.47 | 30.51 | 21.02 | Franco |
| AC | 2 | 40 | 6.25 | 0.85 | 0.22 | 18.28 | 67.20 | 14.52 | Franco limoso |
| AC | 3 | 50 | 5.83 | 0.91 | 0.15 | 37.81 | 51.64 | 10.55 | Franco limoso |
| AC | 3 | 60 | 6.28 | 1.06 | 0.12 | 48.42 | 26.50 | 25.07 | Franco |
| AC | 4 | 70 | 6.67 | 1.14 | 0.08 | 41.88 | 40.29 | 17.83 | Franco |
| AC | 4 | 80 | 6.78 | 1.13 | 0.08 | 45.25 | 48.76 | 5.99 | Franco Arenoso |
| AC | 5 | 90 | 6.87 | 1.14 | 0.06 | 10.45 | 54.10 | 35.45 | Franco Arcillo limoso |
| AC | 5 | 100 | 6.76 | 1.03 | 0.06 | 56.56 | 24.68 | 18.76 | Franco arenoso |
| BQm | 1 | 10 | 7.42 | 0.77 | 1.85 | 48.64 | 18.54 | 32.81 | Franco arcillo arenoso |
| BQm | 1 | 20 | 7.78 | 0.79 | 0.83 | 65.32 | 12.52 | 22.16 | Franco arcillo arenoso |
| BQm | 2 | 30 | 7.65 | 0.77 | 0.71 | 68.91 | 18.13 | 12.95 | Franco arenoso |

| Sitio | Horizonte | Prof. (cm) | pH | DAP (g cm$^3$) | N (%) | Arenas (%) | Limos (%) | Arcillas (%) | Clase textural |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| BQm | 2 | 40 | 7.48 | 0.71 | 0.18 | 60.46 | 9.89 | 29.66 | Franco arcillo arenoso |
| BQm | 3 | 50 | 7.65 | 0.82 | 0.15 | 59.64 | 19.06 | 21.30 | Franco arcillo arenoso |
| BQm | 3 | 60 | 7.48 | 0.70 | 0.12 | 64.84 | 4.88 | 30.27 | Franco arcillo arenoso |
| BQm | 3 | 70 | 7.54 | 0.73 | 0.12 | 6.18 | 19.19 | 74.63 | Arcilla |
| BQm | 3 | 80 | 7.50 | 0.78 | 0.11 | 50.37 | 7.44 | 42.18 | Arcillo arenoso |
| BQm | 4 | 90 | 7.52 | 0.74 | 0.09 | 36.44 | 5.30 | 58.26 | Arcilla |
| BQm | 4 | 100 | 7.43 | 0.79 | 0.09 | 46.84 | 4.15 | 49.00 | Arcillo arenoso |
| BQr | 1 | 10 | 7.30 | 0.61 | 0.94 | 45.84 | 24.18 | 29.98 | Franco arcillo arenoso |
| BQr | 1 | 20 | 7.15 | 0.80 | 0.58 | 60.58 | 19.05 | 20.37 | Franco arcillo arenoso |
| BQr | 2 | 30 | 6.27 | 0.89 | 0.48 | 35.48 | 54.00 | 10.52 | Franco limoso |
| BQr | 3 | 40 | 6.22 | 0.85 | 0.38 | 39.49 | 50.24 | 10.26 | Franco |
| BQr | 4 | 50 | 6.40 | 0.85 | 0.38 | 45.46 | 44.57 | 9.96 | Franco |
| BR-1 | 1 | 10 | 6.56 | 0.84 | 0.48 | 28.38 | 23.14 | 48.47 | Arcilla |
| BR-1 | 2 | 20 | 6.58 | 0.87 | 0.29 | 29.00 | 22.94 | 48.05 | Arcilla |
| BR-1 | 3 | 30 | 6.12 | 0.94 | 0.24 | 53.13 | 35.16 | 11.72 | Franco arenoso |
| BR-1 | 3 | 40 | 6.51 | 1.09 | 0.15 | 58.36 | 20.12 | 21.51 | Franco arcillo arenoso |
| BR-1 | 3 | 50 | 6.92 | 1.13 | 0.13 | 51.64 | 38.79 | 9.57 | Franco arenoso |
| BR-1 | 3 | 60 | 7.13 | 1.19 | 0.11 | 48.82 | 47.59 | 3.58 | Franco arenoso |
| BR-1 | 3 | 70 | 7.19 | 1.16 | 0.10 | 18.61 | 67.07 | 14.32 | Franco limoso |
| BR-1 | 4 | 80 | 7.22 | 1.31 | 0.05 | 34.21 | 50.66 | 15.13 | Franco limoso |
| BR-1 | 4 | 90 | 7.21 | 1.25 | 0.05 | 44.27 | 33.54 | 22.19 | Franco |
| BR-1 | 4 | 100 | 7.37 | 1.21 | 0.03 | 45.26 | 34.97 | 19.77 | Franco |
| BR-2 | 1 | 10 | 7.54 | 0.64 | 0.64 | 10.30 | 67.97 | 21.72 | Franco limoso |
| BR-2 | 1 | 20 | 7.62 | 0.84 | 0.22 | 18.00 | 66.63 | 15.38 | Franco limoso |
| BR-2 | 2 | 30 | 6.14 | 0.93 | 0.19 | 46.42 | 47.91 | 5.67 | Franco arenoso |
| BR-2 | 2 | 40 | 6.08 | 1.03 | 0.11 | 46.42 | 47.91 | 5.67 | Franco arenoso |
| BR-2 | 3 | 50 | 6.05 | 1.01 | 0.11 | 22.23 | 64.31 | 13.46 | Franco limoso |
| BR-2 | 3 | 60 | 6.10 | 1.16 | 0.08 | 40.20 | 43.25 | 16.55 | Franco |

| Sitio | Horizonte | Prof. (cm) | pH | DAP (g cm$^3$) | N (%) | Arenas (%) | Limos (%) | Arcillas (%) | Clase textural |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| BR-2 | 3 | 70 | 6.09 | 1.04 | 0.10 | 37.04 | 34.10 | 28.86 | Franco |
| BR-2 | 4 | 80 | 6.28 | 1.00 | 0.08 | 39.02 | 45.74 | 15.25 | Franco |
| BR-2 | 4 | 90 | 6.16 | 1.16 | 0.06 | 51.50 | 30.60 | 17.90 | Franco |
| BR-2 | 4 | 100 | 6.10 | 1.15 | 0.05 | 51.52 | 34.09 | 14.39 | Franco arenoso |
| PZ | 1 | 10 | 6.07 | 0.83 | 0.16 | 40.54 | 46.31 | 13.15 | Franco |
| PZ | 1 | 20 | 6.26 | 0.90 | 0.11 | 38.62 | 49.62 | 11.76 | Franco limoso |
| PZ | 2 | 30 | 5.60 | 0.89 | 0.33 | 36.07 | 55.94 | 7.99 | Franco limoso |
| PZ | 2 | 40 | 6.57 | 0.95 | 0.29 | 50.57 | 33.47 | 15.96 | Franco arenoso |
| PZ | 3 | 50 | 6.63 | 1.16 | 0.13 | 45.32 | 38.99 | 15.70 | Franco |
| PZ | 3 | 60 | 6.74 | 0.67 | 0.22 | 47.76 | 32.65 | 19.59 | Franco |
| PZ | 3 | 70 | 7.01 | 0.71 | 0.20 | 51.61 | 28.73 | 19.66 | Franco arenoso |
| PZ | 4 | 80 | 7.03 | 0.84 | 0.17 | 46.67 | 33.33 | 20.00 | Franco |
| PZ | 4 | 90 | 7.33 | 0.95 | 0.06 | 37.11 | 34.07 | 28.83 | Franco arcilloso |
| PZ | 4 | 100 | 7.51 | 1.00 | 0.04 | 39.10 | 33.89 | 27.01 | Franco arcilloso |
| AG | 1 | 10 | 6.59 | 0.98 | 0.22 | 33.23 | 46.43 | 20.34 | Franco |
| AG | 1 | 20 | 6.59 | 1.00 | 0.20 | 27.01 | 53.22 | 19.77 | Franco limoso |
| AG | 1 | 30 | 6.73 | 1.10 | 0.20 | 38.84 | 47.40 | 13.76 | Franco |
| AG | 2 | 40 | 6.97 | 1.06 | 0.15 | 29.20 | 48.67 | 22.12 | Franco |
| AG | 2 | 50 | 7.22 | 0.98 | 0.09 | 32.06 | 51.49 | 16.45 | Franco limoso |
| AG | 3 | 60 | 7.33 | 1.00 | 0.07 | 32.93 | 49.29 | 17.78 | Franco limoso |
| AG | 3 | 70 | 7.38 | 0.96 | 0.08 | 31.54 | 47.07 | 21.39 | Franco |

## Respiración del suelo

Los valores de respiración son diferentes, en los bosques, la respiración es mayor en comparación con los datos de acahual y la parcela agrícola, y de los mismos bosques, el bosque de *Quercus* presento mayor emisión de $CO_2$, lo anterior probablemente a que la materia orgánica es más lábil en comparación con la materia orgánica de la hojarasca de pino y oyamel. Además de que la emisión en todo el perfil fue mayor que en las mismas profundidades de otros bosques.

Los datos encontrados por la incubación de muestras de suelo en el OxiTop, se muestran en la Figura 1. Los datos durante los 10 días de incubación fueron mayores en los primeros 30 cm de profundidad y posteriormente disminuye con la profundidad. Los datos de $CO_2$ están correlacionados con los valores del contenido de carbono encontrados en el suelo, ya que estos disminuyen con la profundidad del suelo.

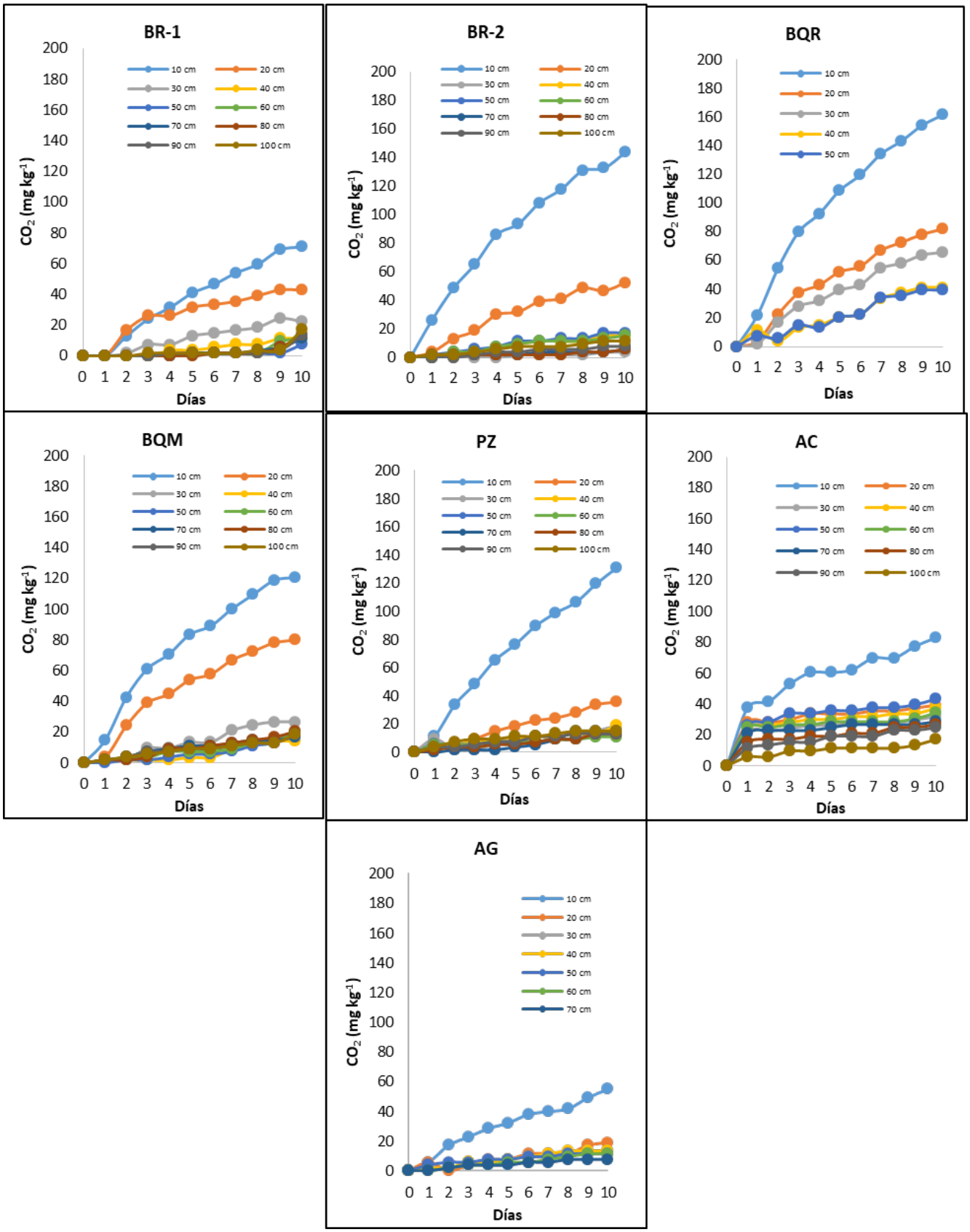



**Figura 1. Cantidad de $CO_2$ calculada para los sitios con distintos usos de suelo y profundidad del suelo.**

En el Cuadro 3 se presenta los valores totales de $CO_2$ en 10 días de incubación, y las cantidades de los horizontes de 0-30 cm y de 40-100 cm y el porcentaje que representa. El valor más alto se presentó en los bosques, siendo mayor en el Bosque de *Quercus*. La parcela agrícola fue el sitio con menor cantidad de $CO_2$. En todos los sitios de muestreo, la capa de 0-30 cm represento más del 60% de la cantidad de $CO_2$ que se emite, en el Bosque de *Quercus* represento cerca del 80%, y a mayor profundidad el porcentaje represento menos del 40%.

**Cuadro 3. Cantidad total de $CO_2$ emitida por los suelos con distintos usos y sus porcentajes en relación al total.**

| Cantidad total de $CO_2$ en 1 m de profundidad | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | AG | PZ | AC | BQM | BQR | BR-1 | BR-2 |
| Total | 130.68 | 284.72 | 365.99 | 354.77 | 389.72 | 222.93 | 278.64 |
| 0-30 | 87.11 | 185.27 | 153.91 | 227.41 | 309.24 | 136.81 | 213.67 |
| 40-100 | 43.57 | 99.45 | 212.07 | 127.35 | 80.48 | 86.11 | 64.97 |
| **Valores en porcentaje de $CO_2$ 1 m de Profundidad** | | | | | | | |
| | AG | PZ | AC | BQM | BQR | BR-1 | BR-2 |
| Total | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |
| 0-30 | 66.66 | 65.07 | 42.05 | 64.10 | 79.35 | 61.37 | 76.68 |
| 40-100 | 33.34 | 34.93 | 57.95 | 35.90 | 20.65 | 38.63 | 23.32 |

Como se muestra en el Cuadro 4, el mayor contenido de carbono se observa en los bosques, con valores entre 170 y 205 tC $ha^{-1}$, siendo el de *Quercus* que presento un valor mayor de carbono. Mientras que en la parcela agrícola la cantidad de C fueron de 10 t C $ha^{-1}$. En la capa de 0-30 cm represento mayor al 60% con respecto al total del perfil.

**Cuadro 4. Contenidos de C en suelos con distintos usos de suelo.**

| Cantidad de carbono por profundidad (t $ha^{-1}$) | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Profundidad (cm) | AC | BQM | BQR | BR-1 | BR-2 | PZ | AG |
| 0-100 | 124.64 | 189.54 | 204.29 | 169.70 | 171.96 | 161.72 | 10.01 |
| 0-30 | 69.93 | 125.75 | 143.26 | 99.76 | 106.05 | 56.15 | 6.32 |
| 30-100 | 54.71 | 63.79 | 61.03 | 69.93 | 65.92 | 105.57 | 3.69 |
| **Porcentaje de carbono en cada profundidad (%)** | | | | | | | |
| Profundidad (cm) | AC | BQM | BQR | BR-1 | BR-2 | PZ | AG |
| 0-100 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |
| 0-30 | 56.11 | 66.34 | 70.13 | 58.79 | 61.67 | 34.72 | 63.15 |
| 30-100 | 43.89 | 33.66 | 29.87 | 41.21 | 38.33 | 65.28 | 36.85 |

Los datos de carbono y $CO_2$ en valores de t $ha^{-1}$ se muestran en la Figura 2, se observa que en los bosques, el valor de carbono está más alto en los primeros 30 cm, con valores entre 75-80 t C $ha^{-1}$ y a mayor profundidad el contenido de C en bajo, con valores de entre 15-20 t C $ha^{-1}$. sin embargo, los valores de $R^2$ son mayores a 0.7, siendo el bosque de *Quercus* en que presenta un valor cercano a 1 (0.9881), lo que puede indicar que es un bosque no muy perturbado. En el caso de PZ, AC y AG, los valores de C tienen valores de 20-30 t C $ha^{-1}$ en los primeros 30 cm y posterior a esto el valor disminuye a valores menores a 10 t C $ha^{-1}$ en la mayor profundidad de suelo muestreada en los sitios, además hay una mayor variabilidad en la distribución de los datos, por lo que los valores de la $R^2$ son muy 0.5 o

menores, lo que puede existir que en los horizontes más profundos no hay contenidos de carbono que pueda repercutir en las emisiones de $CO_2$.

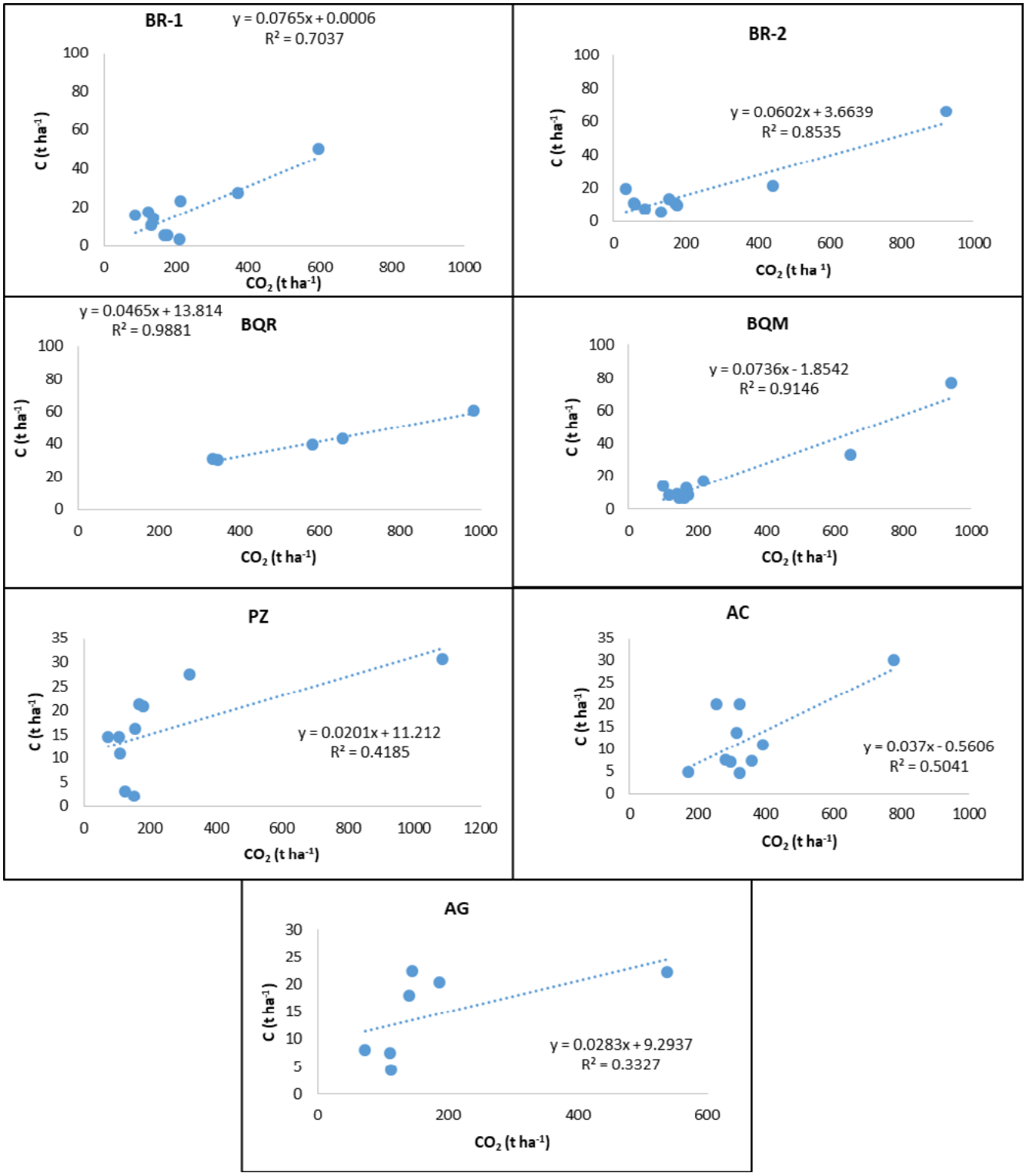



**Figura 2. Relación del contenido de C y cantidad de $CO_2$ emitida por cada sitio y profundidad del suelo.**

## Conclusiones

El uso del suelo, determina la cantidad de materia orgánica del suelo y el contenido de carbono en el suelo. En condiciones naturales, los suelos de bosque, representan mayores contenidos de carbono en el suelo, pero también se incrementa las cantidades de $CO_2$ que se emiten por la mineralización de la materia orgánica fresca. Además, la calidad de materia orgánica también influye en la cantidad de $CO_2$ (Barrales-Brito *et al.,* 2014).

Con la profundidad del suelo la cantidad de C disminuye, ya que las entradas de materia orgánica en los perfiles más profundos están limitadas al contenido de raíces y a la movilidad de los compuestos a través del perfil por la acción de lixiviación. Los primeros 30 cm de profundidad, es la parte más activa, en ella se encontró cerca del 60% del contenido del carbono del total del perfil del suelo.

A mayores profundidades del suelo existe un reservorio del carbono del suelo, que en la mayoría de estudios no se contabiliza, pero que contiene cerca del 30% del carbono del suelo total a la profundidad en la que se hizo este estudio y emite 35% de las emisiones del $CO_2$ en 1 m de profundidad.

## Literatura citada

Barrales-Brito, E., J. D. Etchevers-Barra., C. Hidalgo-Moreno., F. Paz-Pellat., y V. Saynés-Santillán. 2014: Determinación *In vitro* de la emisión de $CO_2$ en muestras de mantillo. Agrociencia 48:679-690 p.

Carré, F. R. Hiederer, V. Blujdea, and R. Koeble. 2010. Background guide for calculation of land carbón stocks in the biofuels sustainability scheme drawing on the 2006 IPCC guidelines for National Greenhouse Gas Inventories. EUR 24573. *In*: Office for oficial publications of the European Communities Luxemburgo.

Falkowski, P., R. J. Scholes, E. Boyle, J. Canadell, D. Canfield, J. Elser, N. Gruber, K. Hibbard, P. Högberg, S. Linder, F. T. MacKenzie, B. Moore, T. Pedersen, Y. Rosenthal, S. Seitzinger, V. Smetacek, and W. Steffen. 2000. The global carbon cycle: A test of our knowledge of Earth as a system. Science 290:291-296.

FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). 2001. Soil organic sequestration for improved land management. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Rome, Italy.

Gallardo-Lancho, J. F. 2017. La materia orgánica del suelo. Residuos orgánicos, humus, compostaje y captura de carbono. SiFyQA. Salamanca, España. 474 p.

Ortiz-Solorio, C. A. 2010. Edafología. 8ª ed. Departamento de Suelos, Universidad Autónoma Chapingo. Texcoco, México. 327 p.

Ruesch, A. and H. K. Gibbs. 2008. New IPCC Tier-1 Global biomass carbon map for the year 2000. Carbon Dioxide Information Analysis Center (http://cdiac.ornl.gov). Oak Ridge National Laboratory. Oak Ridge, TN, USA.

Saynes, V., J. Etchevers. F. Paz, B. De Jong, C. O. Cruz, M. Carrasco, C. Hidalgo y J. Padilla. 2012. Carbono en los suelos forestales de México: revalorando nuestros almacenes. pp 440-447. En: Paz, F. y R. Cuevas (eds). Estado actual del conocimiento del ciclo del carbono y sus interacciones en México: síntesis a 2011. Series síntesis nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Universidad Autónoma del estado de México y el Instituto Nacional de Ecología, Texcoco Edo de México.

# 5 Dimensión Social

# 5.1. La legitimidad de la propiedad forestal y del carbono como un reto de REDD+ en México

**Ávalos-Rodríguez María Liliana**[1]; Borrego Armonía[1]; Skutsch Margaret[1] y Alvarado-Flores José Juan[2]

[1]Centro de Investigaciones en Geografía Ambiental, Universidad Nacional Autónoma de México, Antigua Carretera a Pátzcuaro No. 8701, C.P. 58190 Morelia, Michoacán, México.
2Facultad de Ingeniería en Tecnología de la Madera. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Santiago Tapia No 403, colonia Centro. C.P. 58000 Morelia, Michoacán, México.
Autor para correspondencia: lic.ambientalista@gmail.com

## Resumen

El mecanismo para la REDD+ (Reducción de Emisiones por Deforestación y Degradación forestal) constituye una base internacional para consolidar esfuerzos en la conservación y manejo forestal. La Estrategia Nacional para la Reducción de Emisiones por Deforestación y Degradación forestal (ENAREDD+) surge en México como una respuesta a los compromisos internacionales derivados de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC), con la finalidad de contribuir en la mitigación de gases de efecto invernadero (GEI), mediante la implementación de líneas estratégicas nacionales que promueven acciones de mitigación y adaptación tomando en cuenta el marco jurídico aplicable. En este estudio se identifican algunos desafíos para la legitimidad forestal de REDD+, en particular se analizan las implicaciones para la ENAREDD+ en la propiedad forestal, que a su vez tiene implicaciones para la propiedad del carbono y la distribución de beneficios económicos. Los principales hallazgos muestran que el éxito de la REDD+ se encuentra supeditado entre otras cosas, a la alineación congruente con el marco jurídico vigente, así como al grado de vinculación jurídica entre las líneas de acción sobre propiedad forestal. Estas características podrían condicionar la legitimidad forestal y por ende en el éxito de REDD+ en México.

**Palabras clave:** *propiedad forestal*; *propiedad del carbono*; *distribución de beneficios*.

## Abstract

The mechanism for REDD + (Reduction of Emissions from Deforestation and Forest Degradation) constitutes an international base to consolidate efforts in forest conservation and management. The National Strategy for the Reduction of Emissions from Deforestation and Forest Degradation (ENAREDD +) rises in Mexico as a response to international commitments derived from the United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC), with the aim of contributing to the mitigation of greenhouse gases, through the implementation of national strategic lines that promote mitigation and adaptation actions, taking into account the applicable legal framework. This study identifies some challenges to the forest legitimacy of REDD +, in particular the implications for ENAREDD + on forest ownership, which in turn has implications for carbon ownership and the distribution of economic benefits. The main findings show that the success of REDD + is subject to, among other things, the alignment consistent with the current legal framework, as well as the degree of legal linkage between the lines of action on forest property. These characteristics could condition forest legitimacy and therefore the success of REDD + in Mexico.

**Key words:** *forest property*; *carbon ownership*; *distribution of benefits.*

## Introducción

México está avanzando en sus planes para implementar REDD+ con la finalidad de revertir la pérdida de ecosistemas forestales y el carbono que almacenan, así como de promover beneficios sociales y ambientales, desarrollando la Estrategia Nacional de REDD+ (ENAREDD+) que es un documento de política pública que obedece a todos los compromisos de REDD+ y se entiende como un conjunto de líneas estratégicas que promueven, de manera simultánea, acciones de mitigación y adaptación al cambio climático a través de un manejo integral del territorio que propicie el desarrollo rural sustentable bajo en carbono y, por tanto, apunte a una convergencia de la agenda ambiental y de desarrollo, siendo su campo de aplicación en los paisajes rurales con actividades forestales (ENAREDD+, 2017).

La ENAREDD+ obedece a todos los compromisos internacionales de REDD+, incluso es un esquema de consultación con comunidades indígenas y locales, con la idea básica de que estas comunidades serán agentes directos de participación en la implementación de REDD+ para, entre otras cosas, legitimar la propiedad del bosque (ONU, 2015 en ENAREDD+, 2017).

En materia de reducción de emisiones del sector forestal, México ha presentado en 2016 la Iniciativa de Reducción de Emisiones (IRE), ante el Fondo Cooperativo para el Carbono de los Bosques (FCPF, por sus siglas en inglés) para proponer acciones en Jalisco, Chiapas, Yucatán, Quintana Roo y Campeche (CONAFOR, 2016).

En México, los ecosistemas forestales, presentan dinámicas de deforestación y degradación como consecuencia de la actividad antropogénica directa e indirecta, así como por desastres naturales, estimando que la deforestación representa una pérdida de 235 mil ha por año (FAO, 2010; CONAFOR, 2014), mientras que la degradación forestal, al ser un problema complejo a partir de la tenencia y uso del territorio, se estima entre 250 000 y 300 000 ha por año (FAO, 2010; CONAFOR, 2013), además existe evidencia de que México es uno de los cuatro países de Latinoamérica con mayor porcentaje de bosque en estado avanzado de degradación (Armenteras *et al*., 2016).

Los derechos de propiedad forestal y la propiedad del carbono (Felicani-Robles, 2013), cuestionan la legitimidad en México, en el "reconocimiento social para crear y aplicar normas jurídicas" (López-Hernández, 2009). El principio de legitimidad alude a la creencia de obedecer el orden creado y respaldado por el Estado, es decir, el ámbito político y administrativo del Estado, dependiente de la capacidad de los ciudadanos de diferenciar el proceder del ejercicio del poder de acuerdo al orden reconocido (Monterroso y Barry, 2012; Mazzuca, 2012). El reconocimiento del orden recae en el marco jurídico y cuando el marco normativo presenta vacíos e incongruencias en su redacción y en su alcance, puede pensarse que genera ausencia de legitimidad.

En materia forestal, la legitimidad debe atenderse desde el esquema de gobernanza y participación efectiva de la sociedad (Balderas-Torres y Skutsch, 2014; Libert-Amico y Trench, 2016; Benjaminsen y Kaarhus, 2018), así como generar líneas de acción para atender el derecho de propiedad comunal, la propiedad del carbono, el empoderamiento comunal, la seguridad alimentaria y la gestión forestal integral (Ibarrarán y Boyd, 2010; Armenteras *et al*., 2016; Morales-Barquero *et al*., 2015).

La ENAREDD+ presenta diversas líneas de acción para consolidar un Modelo de Desarrollo Rural bajo en carbono. En este contexto, el objetivo del presente estudio es analizar en qué medida la ENAREDD+, que representa los compromisos internacionales del mecanismo REDD+, presenta coherencia en los asuntos de la propiedad forestal, según las normas establecidas en la legislación mexicana pertinente que se estudian.

Este estudio se centra en el análisis de la propiedad forestal y su vinculación jurídica, considerando además dos componentes implícitos de la propiedad forestal: la propiedad del carbono y el derecho a la distribución de beneficios económicos.

## Materiales y Métodos

*Metodología*

Se realizó un análisis deductivo sintético de la propiedad forestal a partir de la ENAREDD+ y de la IRE, mediante la revisión del marco jurídico vigente y de aportaciones de la literatura, con el fin de identificar desafíos jurídico-políticos, que pudieran condicionar el éxito de la estrategia nacional que obedece a los compromisos internacionales sobre el mecanismo REDD+ en México.

## Resultados y Discusión

*La legitimidad de la propiedad forestal*

Los resultados muestran que la figura de la propiedad forestal, ha sido contextualizada como propiedad social que atiende la esfera ambiental a partir del reconocimiento de derechos y obligaciones. Sin embargo, para el presente estudio la propiedad se entenderá como el poder jurídico pleno sobre una cosa (Baca-Olamendi, 2013). Es decir, la propiedad en términos forestales debe ser entendida desde su función social que considera los fines colectivos de utilidad pública y no solo el uso o disfrute privado.

Se ha observado que la IRE promueve la realización simultánea de varias actividades en la misma unidad predial por parte de todos los integrantes, es decir, las actividades podrán desarrollarse por personas que no necesariamente, sean dueños de la tierra (es el caso de mujeres, jóvenes, jornaleros, etc.) (IRE, 2017; CONAFOR, 2010, 2016). La ENAREDD+ reconoce distintos agentes en la propiedad forestal: ejidatarios, comuneros, sucesores de ejidatarios o comuneros, ejidos, comunidades, pequeños propietarios, avecindados y jornaleros agrícolas mediante la aplicación de las atribuciones que le confiere la misma LA (ENAREDD+, 2017).

En México, a diferencia de otros países, la tenencia de la tierra es clara, porque la propiedad de bosques y selvas (dentro de los límites de los ejidos), es propiedad de los ejidos, salvo que exista excedente, en ese caso, pasará a la Nación. Es decir, sí existe una porción de tierra que no es reconocida por los ejidos o comunidades, se entenderá de la Nación.

La Ley Agraria (LA) precisa las figuras de pequeña propiedad agrícola, ganadera o forestal; la propiedad de solares y, las tierras de uso común. La pequeña propiedad forestal es considerada como la superficie de cualquier clase de tierra forestal que no exceda de 800 ha (Art. 119). Las sociedades mercantiles o civiles no podrán tener en propiedad tierras forestales en mayor extensión que la equivalente a 25 veces los límites de la pequeña propiedad individual, es decir, máximo 20 000 ha (LA, 1992, Artículo 126). Los agentes reconocidos por la LA cómo pequeños propietarios son los ejidatarios, avecindados y sociedades mercantiles o civiles.

Los avecindados serán los mexicanos mayores de edad que han residido por un año o más en las tierras del núcleo de población ejidal y que han sido reconocidos como tales por la asamblea ejidal o el tribunal agrario competente. Los avecindados gozan de los derechos de la LA (Artículo 13).

Por otro lado, la propiedad de tierras de uso común estará a favor de ejidatarios, avecindados, posesionarios reconocidos, hijos de ejidatarios y otros avecinados que hayan trabajado las tierras por dos años o más y, otros individuos (Artículo 57) y, señala que será nula de pleno derecho la asignación de parcelas en bosques o selvas tropicales (Artículo 59).

Conviene indicar que la figura de posesionarios, es reconocida en la LA refiriéndola para quien hubiere poseído tierras ejidales que no sean destinadas para asentamiento humano, bosques o selvas; si la posesión es pacífica (de buena fe), continua y pública por cinco años, se podrá adquirir derechos similares a los de los ejidatarios sobre esa parcela. Si la posesión es de mala fe por diez años, se adquirirán los mismos derechos.

Por último, la propiedad de solares es reconocida para ejidatarios y avecindados; estos últimos a través de la enajenación.

Las disposiciones de la LA, en materia de propiedad forestal no reconocen a todos los agentes que menciona la ENAREDD+, porque solo considera a los pequeños propietarios, avecindados y sociedades mercantiles o civiles; dejando de lado, las figuras de jornaleros, sucesores de ejidatarios y de comuneros, Sin embargo, si una persona realiza una actividad por dos años o más, puede ser considerado como "otro avecindado" y por ende tiene derechos sobre las tierras de uso común.

Todo lo anterior permite observar que la ENAREDD+ vincula a la propiedad forestal en los términos de la LA y no en función a las disposiciones de la Ley General para el Desarrollo Forestal Sustentable (LGDFS), quizá obedezca a que la LA busca proporcionar certeza jurídica a la tenencia de la tierra de núcleos agrarios.

De acuerdo a las disposiciones de la Constitución Política de los Estados Unidos Mexicanos (CPEUM), la propiedad forestal puede entenderse de la Nación, aunque se reconoce la personalidad jurídica y la propiedad sobre la tierra, tanto para el asentamiento humano como para actividades productivas a favor de los núcleos de población ejidales y comunales, teniendo el Estado la facultad de transmitir el dominio de las tierras a particulares, creando así la propiedad privada (CPEUM, 1917, Artículo 27). Esta disposición constitucional no puntualiza que sean para ejidatarios, comuneros o avecindados, por lo que puede pensarse que engloba a toda la población que se encuentre en el ejido o comunidad.

En relación a la propiedad de tierras dedicadas a actividades agrícolas, ganaderas o forestales, a favor de las sociedades mercantiles, la CPEUM dispone que se podrán reconocer hasta 2500 ha, sin embargo, la LA indica que las sociedad mercantiles o civiles tendrán un máximo de 20 000 ha, disposición contraria a la CPEUM y por ende ilegal. Esto es relevante para la ENAREDD+ en el sentido de que promueve incentivar la inversión privada en el sector forestal (ENAREDD+, 2017) y una sociedad mercantil es en términos comunes promotora de inversiones.

Por otro lado, se aprecia que las disposiciones de la Ley General del Equilibrio Ecológico y Protección al Ambiente (LGEEPA) se apegan a las disposiciones de la CPEUM al buscar garantizar en la política ambiental, el derecho de las comunidades, incluyendo a los pueblos indígenas, a la protección, preservación, uso y aprovechamiento sustentable de los recursos naturales y la salvaguarda y uso de la biodiversidad (Artículo 15, XIII).

La LGDFS por su parte refiere que la propiedad de los recursos forestales comprendidos dentro del territorio nacional corresponde a los ejidos, las comunidades, pueblos y comunidades indígenas, personas físicas o morales, la Federación, las Entidades Federativas, Municipios y demás Demarcaciones Territoriales que sean propietarios de los terrenos donde aquéllos se ubiquen (Artículo 5).

Lo anterior supone que la propiedad de recursos forestales será de quienes acrediten la propiedad del terreno, independientemente de su vinculación social. Esta premisa, deja abierta las opciones de los agentes considerados en la ENAREDD+ y da certeza jurídica y política a la propiedad del terreno, más no así a la propiedad de los beneficios que de él deriven, argumentos que dan pauta para el análisis de la propiedad del carbono y de la propiedad del conocimiento y prácticas sobre los recursos biológicos forestales.

Por su parte, la Ley General de Cambio Climático (LGCC) reconoce la propiedad del poseedor legítimo en los términos del Código Civil Federal (CCF), es decir, en términos de la LGCC cualquier persona puede ser propietario forestal, siempre y cuando, acredite la posesión y no propiamente la propiedad.

A continuación, se analizan los términos de la propiedad del carbono y de los beneficios que emanen de la propiedad forestal, en función a los alcances y limitaciones del marco jurídico actual.

*Propiedad del carbono y distribución de beneficios*

Los resultados muestran que, de acuerdo a la IRE, el gobierno es el propietario del carbono derivado de emisiones evitadas y la titularidad de estas emisiones evitadas no está determinada por la propiedad o tenencia de la tierra y no puede adjudicarse a los pequeños propietarios, comunidades y ejidos, porque la deforestación es una acción prohibida por las leyes mexicanas (IRE, 2017). Al respecto la ENAREDD+ indica que, las emisiones evitadas no constituyen un derecho, no son bienes tangibles y no son servicios ambientales porque son el resultado de la implementación de políticas públicas, y dispone que, la federación (CONAFOR) administrará la propiedad del carbono, utilizando los beneficios financieros que fluyen de estos para invertir en actividades que promueven estancias de carbono, a nivel de los propietarios y habitantes de las regiones en que se realicen los esfuerzos (ENAREDD+, 2017).

Ambas premisas, reconocen que la propiedad del carbono desde emisiones evitadas y la distribución de los beneficios financieros asociados, corresponde al Estado, a través de una de sus dependencias (SEMARNAT), quien, a su vez, por conducto de la CONAFOR, distribuirá los beneficios como inversiones. Conviene puntualizar que el término de emisiones evitadas es poco claro, debido a que en términos de la ENAREDD+ se entiende como una externalidad, mientras que para organizaciones indígenas y campesinas constituye un servicio ambiental que se encuentra sujeto a la controversia de determinar una línea base para atender las emisiones evitadas.

Otro aspecto controversial y contradictorio tanto en la IRE como en la ENAREDD+ es que reconocen que el derecho a recibir beneficios económicos (inversiones) por resultados de emisiones evitadas a partir de esfuerzos para detener la deforestación y degradación de terrenos forestales, corresponde a las personas propietarias y habitantes de las regiones. Respetando en todo momento su derecho a la participación plena y efectiva en el diseño de mecanismos de distribución de beneficios y a decidir sus propias prioridades en lo que atañe al proceso de desarrollo (IRE, 2017).

Sin embargo, la ENAREDD + presenta un caso completamente diferente para el carbono que se absorbe en la biomasa forestal como resultado de las actividades deliberadas del propietario de los árboles para alentar dicho crecimiento. Estas absorciones de $CO_2$ de la atmósfera se tratan de manera muy diferente a las emisiones evitadas por la reducción de la deforestación y la degradación.

La ENAREDD+, indica que en el caso del $CO_2$ que es absorbido por la vegetación (el carbono almacenado se incorpora a la biomasa), la propiedad sobre ese carbono, así como los frutos que genere, corresponde a los dueños de terrenos forestales (ENAREDD+, 2017). Estas diferencias en la propiedad de diferentes formas de carbono, presentan eslabones cruciales en la política de REDD+ en México.

Por su parte, la LGDFS indica que la propiedad de los recursos forestales comprendidos dentro del territorio nacional corresponde a los ejidos, las comunidades, pueblos y comunidades indígenas, personas físicas o morales, la Federación, las Entidades Federativas, Municipios (Artículo 5, pp 5), además, los propietarios y legítimos poseedores de terrenos forestales que, como resultado de un buen manejo, conserven y/o mejoren los servicios ambientales, recibirán los beneficios económicos derivados de éstos (Artículo 131, pp. 54). Estas premisas legales, invitan a reflexionar sobre tres aspectos: los recursos forestales, los terrenos forestales y los servicios ambientales.

Primeramente, los recursos forestales son la vegetación de los ecosistemas forestales, sus servicios, productos, residuos, suelos de los terrenos forestales y preferentemente forestales. Un terreno forestal que es el que está cubierto por vegetación forestal y produce bienes y servicios forestales. Sin embargo, conviene precisar que el termino de servicios forestales alude a una actividad para ordenar, cultivar, proteger, conservar, restaurar y aprovechar los recursos, por lo que se supone un error jurídico en el sentido de que debió precisarse un servicio ambiental y no un servicio forestal.

Además, el termino de bien forestal no ha sido precisado en la legislación, sin embargo, puede entenderse como los productos físicos como madera y leña.

Como análisis adicional, conviene puntualizar que, la actual y vigente LGDFS en su estructura presenta serios retos que deberán de resarcirse a través de reformas y promulgaciones.

## Conclusiones

Del análisis efectuado se puede apreciar que existen vacíos en la Estrategia que se acrecientan debido a las contradicciones jurídicas, sobre todo en lo referente a la participación social, que al no ser precisa y clara su postura, la interpretación de ella depende de diversos supuestos que pueden vulnerar principios y derechos humanos consagrados en la CPEUM.

Así mismo, debe precisarse y alinearse la propiedad forestal de la que se desprende la propiedad del carbono y el derecho a recibir beneficios, bajo la premisa que indica la LGDFS y no la LA.

Por último, se aprecia la necesidad de reformar la LGDFS en lo que toca a los servicios ambientales, a los bienes forestales, a la revocación de autorizaciones, a la corrección de duplicidad de disposiciones y, sobre todo, a la publicación del Reglamento de esta ley a fin de operacionalizar sus planteamientos.

De todo ello, se desprende que la ENAREDD+ enfrenta desafíos contundentes, sin embargo, constituye una oportunidad efectiva para la armonización política y jurídica con el entorno.

## Agradecimientos

Al Centro de Investigaciones en Geografía Ambiental de la Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelia; al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) y un agradecimiento especial a todas las personas involucradas por sus aportaciones, correcciones y sugerencias.

## Literatura citada

Armenteras, D., T. M. González, J. Retana y J. M. Espelta (eds.). 2016. Degradación de bosques en Latinoamérica: Síntesis conceptual, metodologías de evaluación y casos de estudio nacionales. IBERO-REDD+. 56 p.

Baca-Olamendi, J. G. 2013. Reflexiones sobre el derecho de propiedad. Alegatos 27:55-74.

Balderas-Torres, A. y M. Skutsch. 2014. Retos en la implementación de REDD+ en México a través de esquemas de distribución de beneficios en favor de poblaciones en condición de pobreza. Documento de Referencia: Diálogo Internacional sobre Distribución de Beneficios de REDD+ en México. The Forest Dialogue. http://theforestsdialogue.org/sites/default/files/mexicoreddbs_backgroundpaper_ spanish. pdf (Consulta: diciembre 17, 2018).

Benjaminsen, G. and R. Kaarhus. 2018. Commodification of forest carbon: REDD+ and socially embedded forest practices in Zanzibar. Geoforum 93:48-56.

CONAFOR (Comisión Nacional Forestal) 2013. Bosques, cambio climático y REDD+ en México. Guía Básica.

CONAFOR (Comisión Nacional Forestal). 2010. Visión de México sobre REDD+: Hacia una estrategia nacional. CONAFOR. Guadalajara, México.

CONAFOR (Comisión Nacional Forestal). 2014. Programa Nacional Forestal 2014-2015. Plan Nacional de Desarrollo 2013-2018.

CONAFOR (Comisión Nacional Forestal). 2016. Memoria Documental Reducción de Emisiones por Deforestación y Degradación Forestal y la conservación e incremento de acervos de carbono forestal (REDD+).

CPEUM (Constitución Política de los Estados Unidos Mexicanos). 1917. Constitución Política de los Estados Unidos Mexicanos (1917), publicada en el Diario Oficial de la Federación (DOF) el 5 de febrero de 1917, texto vigente a partir de la última reforma publicada en el DOF 27-08-2018. http://www.diputados.gob.mx/LeyesBiblio/index.htm (Consulta: enero, 2019).

ENAREDD+. 2017. Estrategia Nacional Para REDD+ (ENAREDD+). CONAFOR. 107 p. http://www.enaredd.gob.mx/ (Consulta: enero, 2019).

FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). 2010. Global Forest Resources Assessment 2010. FAO Forestry Paper No. 163. Rome.

Felicani-Robles, F. 2013. Legal analysis of cross-cutting issues for REDD+ implementation: Lessons learned from Mexico, Viet Nam and Zambia. Geneva. UN-REDD Programme.34 p.

Ibarrarán, M. E. and R. Boyd. 2010. Multiplier and Distributive Effects of Large-Scale REDD+ Policies in Mexico. Report No. 9. World Wide Fund for Nature. 30 p.

IRE (Iniciativa de Reducción de Emisiones). 2017. Iniciativa de Reducción de Emisiones. CONAFOR. https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/177978/06_Iniciativa_de_Reduccion_de_Emisiones.pdf (Consulta: marzo, 2019).

LA (Ley Agraria). 1992. Ley Agraria. Promulgada el 23 de febrero de 1992 y publicada en el DOF el 26 de febrero de 1992. http://historico.juridicas.unam.mx/publica/librev/rev/derhum/cont/35/pr/pr28.pdf (Consulta: enero, 2019).

LGCC (Ley General de Cambio Climático). 2012. Ley General de Cambio Climático (2012) publicada en el Diario Oficial de la Federación (DOF) el 06 de junio del 2012, texto vigente a partir de la última reforma publicada en el DOF 13-07-2018. http://www.diputados.gob.mx/LeyesBiblio/index.htm (Consulta: enero, 2019).

LGDFS (Ley General de Desarrollo Forestal Sustentable). 2018. Ley General de Desarrollo Forestal Sustentable (2018) publicada en el Diario Oficial de la Federación (DOF) el 05 de junio del 2018, texto vigente a partir de la última reforma publicada en el DOF 05-06-2018. http://www.diputados.gob.mx/LeyesBiblio/index.htm (Consulta: enero, 2019).

LGEEPA (Ley General del Equilibrio Ecológico y la Protección al Ambiente). 1998. Ley General del Equilibrio Ecológico y la Protección al Ambiente (1988) publicada en el Diario Oficial de la Federación (DOF) el 28 de enero de 1988, texto vigente a partir de la última reforma publicada en el DOF 05-06-2018. http://www.diputados.gob.mx/LeyesBiblio/index.htm (Consulta: enero, 2019).

Libert-Amico, A. y T. Trench. 2016. Bosques y suelos en el contexto de REDD+: Entre gobierno y gobernanza en México. Terra Latinoamericana 34:113-124.

López-Hernández, J. 2009. El concepto de legitimidad en perspectiva histórica. Cuadernos electrónicos de filosofía del derecho 18:153-166.

Mazzuca, S. L. 2012. Legitimidad, autonomía y capacidad: conceptualizando (una vez más) los poderes del estado. Revista de ciencia política (Santiago) 32:545-560.

Monterroso, I. and D. Barry. 2012. Legitimacy of forest rights: The underpinnings of the forest tenure reform in the protected areas of Petén, Guatemala. Conservation and Society 10:136-150.

Morales-Barquero, L., A. Borrego, M. Skutsch, C. Kleinn and J. R. Healey. 2015. Identification and quantification of drivers of forest degradation in tropical dry forests: a case study in Western Mexico. Land Use Policy 49:296-309.

# 5.2. Alcances de la responsabilidad ambiental en el contexto de REDD+ en México

**Ávalos-Rodríguez María Liliana**[1]; Alvarado-Flores José Juan[2]; Alcaraz-Vera Jorge Víctor[3]; Rutiaga-Quiñones José Guadalupe[2] y Espino-Valencia Jaime[4]

[1]Centro de Investigaciones en Geografía Ambiental, Universidad Nacional Autónoma de México, Antigua Carretera a Pátzcuaro No. 8701, C.P. 58190 Morelia, Michoacán, México.
[2]Facultad de Ingeniería en Tecnología de la Madera, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Santiago Tapia No. 403, colonia Centro, C.P. 58000 Morelia, Michoacán, México.
[3]Instituto de Investigaciones Económicas y Empresariales, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Santiago Tapia No. 403, colonia Centro, C.P. 58000 Morelia, Michoacán, México.
[4]Facultad de Ingeniería Química, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Santiago Tapia No. 403, colonia Centro, C.P. 58000 Morelia, Michoacán, México.
Autor para correspondencia: lic.ambientalista@gmail.com

## Resumen

El marco jurídico mexicano presenta una posición poco clara respecto al daño ambiental a partir de la degradación forestal y, por tanto, no es preciso conocer si la disminución de biomasa quedaría supeditada a que se considere la posibilidad de reparar los bosques degradados. En este estudio se analizan los alcances del marco jurídico mexicano en torno a los objetivos de la estrategia nacional REDD+, concretamente, para la degradación forestal, a partir de que en México el 45% de los bosques muestran evidencia de procesos de degradación. Resultados preliminares sugieren que la Ley Federal de Responsabilidad Ambiental (LFRA) no establece los alcances de las figuras de daño ambiental, de reparación y de compensación; además, condiciona a que deba ser adverso el daño ambiental, permitiendo suponer que, si el daño causado no es adverso, no se presenta un daño ambiental. En el caso de la disminución de los niveles de biomasa a partir de procesos de degradación forestal, se estaría en el supuesto de que se cumpla la adversidad del acto y que exista la posibilidad de que el bosque pueda ser reparado. Estas características conllevan a reflexionar en los alcances de las figuras de daño ambiental, reparación y compensación para mejorar los bosques degradados. Esta falta de claridad en el marco jurídico ambiental mexicano podría presuponer una debilidad jurídica y política en torno a los alcances de REDD+.

**Palabras clave:** *responsabilidad ambiental*; *degradación forestal*; *REDD+*.

## Abstract

The Mexican legal framework presents an unclear position regarding environmental damage from forest degradation and, therefore, it is not necessary to know if the reduction of biomass would be subject to considering the possibility of repairing degraded forests. This study analyzes the scope of the Mexican legal framework around the objectives of the national REDD + strategy, specifically, for forest degradation, since in Mexico 45% of the forests show evidence of degradation processes. Preliminary results suggest that the Federal Law of Environmental Responsibility (FLER) does not establish the scope of the environmental damage, reparation and compensation figures; in addition, its conditions that the environmental damage must be adverse, allowing us to suppose that, if the damage caused is not adverse, there is no environmental damage. In the case of the reduction of biomass levels from forest degradation processes, it would be assumed that the adversity of the act is met and that there is a possibility that the forest can be repaired. These characteristics lead us to reflect on the scope of the figures of environmental damage, reparation and compensation to improve degraded forests. This lack of clarity in the Mexican

environmental legal framework could presuppose a legal and political weakness regarding the scope of REDD +.

**Key words:** *environmental responsibility*; *forest degradation*; *REDD +*.

## Introducción

La deforestación y degradación del bosque representan una sexta parte de las emisiones antropogénicas de Gases de Efecto Invernadero (GEI), por lo que han surgido mecanismos internacionales para atenuar el cambio climático, uno de ellos es la iniciativa REDD+ (Reducción de emisiones por deforestación y degradación forestal), que tiene por objetivo reducir las emisiones de dióxido de carbono producidas por deforestación y degradación forestal. Aunque la definición del concepto de deforestación es clara, la definición de degradación forestal está abierta a discusión. La literatura sugiere que la degradación forestal puede entenderse como la pérdida de la capacidad de un bosque para proporcionar bienes y servicios y retener la biomasa. Entre otras cosas, los alcances de REDD+ dependen de la existencia de un marco jurídico ambiental capaz de proveer sustento jurídico para la reparación de ecosistemas dañados.

A nivel internacional se ha estimado que las emisiones por degradación forestal aumentaron significativamente entre 1990 y 2015, pasando de 0.4 a 1.0 Gt de $CO_2$ (FAO, 2015). En México la tasa de degradación anual oscila entre las 250 y 300 mil ha, por lo que es una de las prioridades nacionales (CONAFOR, 2013) y pese a que se ha estimado que el 45% de los bosques muestran evidencia de procesos de degradación y que México es uno de los cuatro países de Latinoamérica con mayor porcentaje de bosque en estado avanzado de degradación (Armenteras *et al*., 2016).

La literatura sugiere que, en México, la legislación y la política pública actual presentan grandes desafíos para el éxito de REDD+, vinculados a la gestión forestal, la legitimidad del bosque y la propiedad forestal (Armenteras *et al*., 2016; Morales-Barquero *et al*., 2015; Balderas-Torres y Skutsch, 2014; Libert-Amico y Trench, 2016; Benjaminsen y Kaarhus, 2018; Ibarrarán y Boyd, 2010).

Respecto a la responsabilidad, puede entenderse como la capacidad de respuesta como un hábito (Scarinci-de Delbosco, 2004), es decir, la responsabilidad en un compromiso sustentado en la moral y ética y acorde a una norma jurídica, para limitar, conducir o re direccionar una conducta con posibles consecuencias hacia el entorno natural. Así, la Responsabilidad Ambiental (RA) debería partir de la prevención, dirección, control y aceptación de las conductas que en la relación con otros elementos busquen alcanzar un determinado fin (Carmona-Lara, 1998). El hecho de considerar a la prevención como regla de oro del derecho ambiental (Kiss,1983), supone realizar acciones previas al daño.

La figura de RA no se encuentra definida en el marco jurídico mexicano, solo se determina en base a un hecho sancionado a partir del incumplimiento de las gestiones ambientales (infracción formal) o cuando se exceden los permisos otorgados (infracción material). Ello indica que, el alcance de la RA hasta ahora proviene del desconocimiento o desapego de la ley.

En materia de responsabilidad ambiental forestal, son aplicables, principalmente, la Ley General de Desarrollo Forestal Sustentable (LGDFS), la Ley Federal de Responsabilidad Ambiental y el Código Penal Federal (CPF).

En este contexto, el objetivo del presente estudio es analizar la figura de RA sobre la degradación forestal en torno a los objetivos de la estrategia nacional REDD+, a fin de determinar los alcances del daño, la reparación y compensación ambiental.

## Materiales y Métodos

### *Metodología*

Se realizó un análisis exploratorio y descriptivo del marco jurídico mexicano sobre la figura de responsabilidad ambiental en la degradación forestal a partir del contexto del mecanismo REDD+, con el fin de identificar los alcances del daño, la reparación y compensación ambiental.

**Resultados y Discusión**

Los resultados preliminares sugieren que debe entenderse que la RA puede referirse al compromiso de prevención, dirección, control y aceptación de las conductas sociales hacia el ambiente. En la actualidad, la RA busca ser correctiva y restrictiva, en el sentido de que solo se podrá instaurar procedimiento administrativo a propietarios, más no a poseedores legítimos siempre y cuando se haya causado el daño a los recursos forestales o ecosistemas forestales. Por lo que, la acción de RA, supone la existencia de un daño ambiental.

En materia de RA forestal, son aplicables las disposiciones de la LGDFS (2018), la LFRA (2013) y el CPF (1931), por considerar solo algunos ordenamientos jurídicos.

La LGDFS indica que "toda persona física o moral que ocasione directa o indirectamente un daño a los recursos forestales, los ecosistemas y sus componentes, estará obligada a repararlo o compensarlo, de conformidad con lo dispuesto en la Ley Federal de Responsabilidad Ambiental" (Artículo 133).

Por su parte, la LFRA indica que no se considera la existencia de un daño ambiental a partir de que los daños no sean adversos por contar con autorización de cambio de uso de suelo forestal o algún otro tipo de autorización análoga expedida por la Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT), (Artículo 6). Es decir, este precepto legal supone la existencia de adversidad para considerar la figura de daño ambiental.

Indica la LFRA que la reparación del daño consistirá "en restituir a su Estado Base los hábitats, los ecosistemas, los elementos y recursos naturales, sus condiciones químicas, físicas o biológicas y las relaciones de interacción que se dan entre estos, así como los servicios ambientales que proporcionan, mediante la restauración, restablecimiento, tratamiento, recuperación o remediación" (Artículo 13). El análisis del articulo referido, supone que existe una ambigüedad jurídica debido a que no se encuentran definidos los términos de restitución, restablecimiento, tratamiento, recuperación y remediación. Solo se aprecia en la LGDFS la definición del término restauración, considerada como el "conjunto de actividades tendientes a la rehabilitación de un ecosistema forestal para recuperar parcial o totalmente sus funciones originales" (Artículo 7). Lo que permite puntualizar que el termino restauración forestal alude a acciones no descritas en la ley, como es el caso de la rehabilitación y recuperación.

Lo anterior permite suponer que los alcances de la figura de reparación el daño ambiental queda supeditados a los términos no definidos o poco precisos que las leyes en la materia suponen.

Respecto a la figura de compensación ambiental, la LFRA indica que procederá cuando los daños al ambiente hayan sido producidos por una obra o actividad ilícita que debió haber sido objeto de evaluación y autorización previa en materia de impacto ambiental o cambio de uso de suelo en terrenos forestales… La compensación por concepto de cambio de uso de suelo en terrenos forestales, se llevará a cabo en términos de lo dispuesto por la LGDFS (Artículo 14).

De acuerdo a la LGDFS se entiende por compensación forestal por cambio de uso de suelo en terrenos forestales a las obras y actividades de restauración de suelos, reforestación, protección y mantenimiento, que se realizan con el fin de rehabilitar ecosistemas forestales deteriorados, de controlar o evitar los procesos de degradación de los mismos y de recuperar parcial o totalmente las condiciones que propicien su persistencia y evolución (Artículo 7). Y es la Federación, quien establecerá las bases e instrumentos para promover la compensación de bienes y servicios ambientales (Artículo 10).

Respecto al Artículo 14 que aborda los supuestos de procedencia de la compensación ambiental, cuando resulte imposible la reparación o bien cuando los daños provengan de actividades ilícitas, que la SEMARNAT le otorgue una autorización posterior al daño y que previamente exista una evaluación de

daños. Supone un precepto controversial debido a que se legaliza una actividad ilegal, además, la compensación ambiental no puede solamente depender de una actividad ilícita y mucho menos debe estar condicionada al arbitrio de una dependencia.

Se ha observado que en la LFRA no se precisan los alcances de las figuras de daño ambiental, reparación y compensación, además de que condiciona el daño ambiental a que sea adverso, en caso contrario, no existirá daño ambiental; luego entonces, el proceso de degradación forestal (i.e. disminución niveles biomasa) quedaría supeditado a que se cumpla, en primera instancia, con el adjetivo de adversidad y en segundo momento con la posibilidad de que el bosque pueda ser reparado, suponiendo de la existencia de los términos de bosque y los alcances de la reparación.

Así mismo, se aprecia que, a través de la RA, solo se revocarán las autorizaciones y se instaurarán procedimientos administrativos (basados en créditos fiscales) ya sea en contra de servidores públicos y propietarios de terrenos cuando se cause un daño a los recursos forestales, ecosistemas forestales, se comprometa su regeneración y capacidad productiva o se autorice cambio de uso de suelo en terreno incendiado sin que hayan pasado 20 años. Además, en caso del cambio de uso de suelo ilegal, el desmonte o destrucción de vegetación natural (salvo que el sujeto activo sea campesino y realice la actividad para uso o consumo doméstico dentro de la comunidad) o cortar, arrancar, derribar o talar algún o algunos árboles, se impondrán penas privativas de libertad (de seis meses a nueve años de prisión) y pecuniarias (de cien a tres mil días multa), de acuerdo a las disposiciones del Código Penal Federal (CPF) (Artículo 418).

Así mismo, el CPF establece una pena de uno a nueve años de prisión y de trescientos a tres mil días multa a quien ilícitamente transporte, comercie, acopie, almacene o transforme madera en rollo, astillas, carbón vegetal, así como cualquier otro recurso forestal maderable, tierra procedente de suelos forestales o madera aserrada en cantidades superiores a 4 $m^3$ o en menor cantidad cuando sean conductas reiteradas. Estas penas podrán incrementarse si se extrae de Áreas Naturales Protegidas.

El CCF también prevé una pena de dos a diez años de prisión y por el equivalente de tres&s a tres mil días multa, a quien ilícitamente provoque un incendio en un bosque, selva, vegetación natural o terrenos forestales, que dañe elementos naturales, flora, fauna, los ecosistemas o al ambiente.

Es así que estas disposiciones de RA pueden frenar el principio de REDD+ que aboga por el manejo sostenible de los bosques, en el sentido de que obstaculizaría la seguridad de la comunidad y, por ende, su calidad de vida.

## Conclusiones

Del análisis efectuado, se pueden desprender distintas reflexiones en torno a la figura de RA en materia forestal: se reconoce la independencia entre daño ocasionado al ambiente y el sufrido por los propietarios de los elementos naturales; existen términos que limitan el alcance de la reparación del daño; no se considera daño cuando se tenga una autorización; se aprecia controversia jurídica en la figura de compensación ambiental; la responsabilidad por daños ocasionados al ambiente será subjetiva, y nacerá de actos u omisiones ilícitos; la reparación del daño consistirá en la restitución a su Estado Base del hábitat, mediante figuras que no son definidas como la restauración, restablecimiento, tratamiento, recuperación o remediación; se establecen medidas de apremio y sanción penal para propietarios o poseedores de los inmuebles en los que se haya ocasionado un daño al ambiente que no permitan su reparación; Se refiere a la responsabilidad solidaria; se busca el reconocimiento al derecho e interés legítimo para ejercer la acción de RA solo a las personas físicas habitantes de la comunidad adyacente al daño ocasionado al ambiente, a las ONG´s que actúen en representación y a las Procuradurías; y, se puede otorgarse el “perdón” o puede existir el “desinterés jurídico” de la víctima.

Todo ello, permite inferir que, se precisa de un análisis profundo en materia de RA para promover las acciones de REDD+ en México.

## Agradecimientos

Al Centro de Investigaciones en Geografía Ambiental de la Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelia; al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) y un agradecimiento especial a todas las personas involucradas por sus aportaciones, correcciones y sugerencias.

## Literatura citada

Armenteras, D., T. M. González, J. Retana y J. M. Espelta (eds.). 2016. Degradación de bosques en Latinoamérica: Síntesis conceptual, metodologías de evaluación y casos de estudio nacionales. IBERO-REDD+. 56 p.

Balderas-Torres, A. y M. Skutsch. 2014. Retos en la implementación de REDD+ en México a través de esquemas de distribución de beneficios en favor de poblaciones en condición de pobreza. Documento de Referencia: Diálogo Internacional sobre Distribución de Beneficios de REDD+ en México. The Forest Dialogue. http://theforestsdialogue.org/sites/default/files/mexicoreddbs_backgroundpaper_ spanish. pdf (Consulta: diciembre 17, 2018).

Benjaminsen, G. and R. Kaarhus. 2018. Commodification of forest carbon: REDD+ and socially embedded forest practices in Zanzibar. Geoforum 93:48-56.

Carmona-Lara, M. del C. 1998. Notas para el análisis de la responsabilidad ambiental y el principio de quien contamina paga a la luz del derecho mexicano. pp. 55-86. En: Carmona-Lara, M. del C. (ed.). La responsabilidad jurídica en el daño ambiental. UNAM y PEMEX.

CONAFOR (Comisión Nacional Forestal). 2013. Bosques, cambio climático y REDD+ en México. Guía Básica. 2da ed. CONAFOR. Jalisco. México. 88 p.

CPF (Código Penal Federal). 1931. Código Penal Federal publicao en el Diario Oficial de la Federación (DOF) el 14 de agosto de 1931, texto vigente a partir de la última reforma publicada en el DOF el 12-04-2019. http://www.diputados.gob.mx/LeyesBiblio/index.htm (Consulta: abril, 2019).

FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). 2015. Assessment of forests and carbon stocks, 1990–2015 Reduced overall emissions, but increased degradation. http://www.fao.org/3/a-i4470e.pdf

Ibarrarán, M. E. and R. Boyd. 2010. Multiplier and Distributive Effects of Large-Scale REDD+ Policies in Mexico. Report No. 9. World Wide Fund for Nature. 30 p.

Kiss, A. 1983. El principio' contaminador-pagador' en Europa occidental. En: CIDAA (Comisión 1nteramericana para el Derecho y la Administración del Ambiente) (ed.). El principio contaminador-pagador. Aspectos jurídicos de su adopción en América. Editorial Fraterna.

LFRA (Ley Federal de Responsabilidad Ambiental). 2013. Ley Federal de Responsabilidad Ambiental publicada en el Diario Oficial de la Federación (DOF) el 07 de junio del 2013, texto vigente a partir de la última reforma. http://www.diputados.gob.mx/LeyesBiblio/index.htm (Consulta: abril. 2019).

LGDFS (Ley General de Desarrollo Forestal Sustentable). 2018. Ley General de Desarrollo Forestal Sustentable (2018) publicada en el Diario Oficial de la Federación (DOF) el 05 de junio del 2018, texto vigente a partir de la última reforma publicada en el DOF 05-06-2018. http://www.diputados.gob.mx/LeyesBiblio/index.htm (Consulta: enero, 2019).

Libert-Amico, A. y T. Trench. 2016. Bosques y suelos en el contexto de REDD+: Entre gobierno y gobernanza en México. Terra Latinoamericana 34:113-124.

Morales-Barquero, L., A. Borrego, M. Skutsch, C. Kleinn and J. R. Healey. 2015. Identification and quantification of drivers of forest degradation in tropical dry forests: a case study in Western Mexico. Land Use Policy 49:296-309.

Scarinci-de Delbosco, M. P. 2004. Responsabilidadempresaria-responsabilidad personal. 61-83. En: Paladino, M. (ed.). La responsabilidad dela empresa en la sociedad. Ariel Sociedad Económica. Buenos Aires, Argentina. 357 p.

# 5.3. CABEMAS, avances y perspectivas del proyecto nacional

**Sánchez-Sánchez Cristóbal Daniel**[1] y Paz-Pellat Fernando[2]

[1]Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. Carretera México-Texcoco km. 36.5, Montecillo, Texcoco 56230, Estado de México.
[2]Programa Mexicano del Carbono. Chiconautlan 8, Lomas de Cristo, Texcoco 56225, Estado de México.
Autor para correspondencia: crisdansanchez@gmail.com

## Resumen

Se analizan los resultados de la reactivación del consorcio estudiantil desde 2016, en términos de la participación de estudiantes e investigadores de distintas instituciones, así como las perspectivas a futuro y principales áreas de oportunidad, para mejorar el desempeño de dicha organización. Se han impulsado distintos frentes del consorcio, entre los que se encuentran, la difusión a través de la página web y plataformas de internet, llegando a obtener 45 socios activos y miles de seguidores en redes sociales. Asimismo, se han llevado a cabo cursos de capacitación, con la participación de miembros CABEMAS como instructores y asistentes. Se han organizado dos escuelas de verano, en 2016 y 2018. Esta última edición contó con estudiantes de 14 instituciones académicas y de investigación. Asimismo, se ha logrado involucrar a los miembros en el desarrollo de protocolos de medición, validación y calibración de productos de sensores remotos e inventarios de carbono de proyectos como MexFlux y la Red Mexicana de Paisajes Asociados al Ciclo del Carbono y sus Interacciones (REMPACCI), con vistas a continuar ampliando las publicaciones derivadas de estas colaboraciones. Las áreas de oportunidad indican que es necesario consolidar una estructura organizacional menos vertical, que involucrará delegar responsabilidades bajo esquemas regionales.

**Palabras clave:** *Academia*; *consorcio estudiantil*; *divulgación científica*; *interdisciplinariedad.*

## Abstract

The results of the revival of the student consortium from 2016 are analyzed, in terms of the participation of students and researchers from different institutions, as well as the future purposes and main areas of opportunity to improve the performance of the organization. Several targets of the consortium have been promoted, which include the dissemination of the project and science through the website and internet platforms, coming to obtain 45 active members and thousands of followers on social networks. Also, training courses have been carried out, with the participation of CABEMAS members as instructors and assistants. Two summer schools have been made, in 2016 and 2018. This last edition was attended by students from 14 academic and research institutions. It was also possible to involve members in the development of calibration and validation measurement protocols for remote sensing products and carbon inventories of projects such as Mex-Flux and the "Red Mexicana de Paisajes Asociados al Ciclo del Carbono y sus Interacciones" (REMPACCI), expecting to continue increasing publications derived from these collaborations. Opportunity areas indicate that there is a need to consolidate a less vertical organizational structure, which will involve delegating responsibilities under regional schemes.

**Key words:** *Academy*; *interdisciplinarity*; *student consortium*; *science dissemination.*

## Introducción

El Consorcio Académico Bidireccional para el Estudio del Carbono bajo el Enfoque de Modelación Avanzada en Sociosistemas (CABEMAS) fue fundado en 2005 por investigadores de 27 instituciones de

investigación. Es una organización estudiantil que forma parte de la estructura institucional del Programa Mexicano del Carbono y opera de acuerdo con su plan científico (Muhlia-Melo y García-Oliva, 2008; PMC, 2019). El objetivo del consorcio es coordinar actividades científicas relativas a los estudios del ciclo del carbono en México, y crear vínculos entre estudiantes y con especialistas de las principales áreas temáticas: atmósfera, bioenergía, ecosistemas acuáticos, ecosistemas terrestres y la dimensión social.

Después de un periodo de pausa, el consorcio fue reactivado en 2016 debido a la necesidad de fomentar la participación estudiantil y generar oportunidades de colaboración interinstitucional, con el apoyo de académicos e investigadores de la red científica del Programa Mexicano del Carbono.

## Materiales y Métodos

Se analizan los resultados de la reactivación del consorcio estudiantil en términos de la participación de estudiantes e investigadores de distintas instituciones, así como las perspectivas a futuro y las principales áreas de oportunidad para mejorar el desempeño del consorcio.

## Resultados y Discusión

### *Miembros e Instituciones Involucradas*

Actualmente el consorcio está constituido por 45 socios activos de 13 instituciones académicas y de investigación (CABEMAS, 2019), distribuidas en la región norte, centro y sur del país: el Centro de Investigación y Asistencia en Tecnología y Diseño del Estado de Jalisco (CIATEJ), el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), el Colegio de Postgraduados (COLPOS), El Colegio de la Frontera Sur (ECOSUR), el Instituto de Investigaciones Forestales de la Universidad Veracruzana (UV), el Instituto Tecnológico de Sonora (ITSON), la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), la Universidad Autónoma Metropolitana), la Universidad Autónoma Chapingo (UACh), la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo (UAEH), la Universidad Autónoma de Zacatecas (UAZ), la Universidad Autónoma de Baja California Sur (UABCS) y la Universidad de Sonora (UNISON).

Los estudiantes tienen el compromiso de contribuir al conocimiento del ciclo del Carbono en México, así como al desarrollo de protocolos de medición y análisis de información satelital, climática, biofísica y socio-económica de distintas regiones del país.

### *Reuniones CABEMAS*

Las reuniones oficiales del consorcio se han organizado periódicamente, de manera anual, cada 17 de mayo. La primera se llevó a cabo en 2016, en la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo en Pachuca, Hidalgo, la segunda en 2017 en el Museo de Ciencias Caracol, en Ensenada, B.C.N., y la siguiente en 2018 en el Salón de Reuniones del Hotel Casa Encantada en Álamos, Sonora.

Estos encuentros han formado parte de la agenda de los últimos Simposios Internacionales del Carbono en México (ediciones VII, VIII, IX), y han permitido la discusión y seguimiento de distintos proyectos del consorcio, así como el intercambio de ideas y actualización de avances.

### *Divulgación científica, académica y laboral*

Se ha llevado a cabo mediante la plataforma web y las redes sociales del consorcio, las cuales cuentan con más de 5000 seguidores y también han servido como medio de difusión de publicaciones, eventos,

convocatorias de becas, y ofertas académicas y laborales de distintas instituciones. En 2018, la página oficial se mudó desde el sitio web del Programa Mexicano del Carbono a su propio dominio: http://www.cabemas.org/

*Cursos y Talleres*

El Cuadro 1 resume la información de los cursos con valor curricular que se han impartido, en los que han participado miembros del consorcio estudiantil como instructores y asistentes (PMC, 2019c).

**Cuadro 1. Cursos organizados por el Programa Mexicano del Carbono y el consorcio estudiantil CABEMAS.**

| Curso | Sede | Fecha | No de Asistentes | Instituciones |
|---|---|---|---|---|
| Biodiversidad y Carbono en Ecosistemas Terrestres | Pachuca, Hidalgo | 15-16 mayo 2016 | 23 | 6 |
| Biodiversidad y Carbono en Ecosistemas Terrestres | Ensenada, BCS | 14-15 mayo 2017 | 3 | 2 |
| Aplicación de SIG-Python-R en el anális Automatizado de Carbono y Biodiversidad | Texcoco, Edo. Mex | 23-24 noviembre 2017 | 21 | 5 |
| Aplicación de SIG-Python-R en el anális Automatizado de Carbono y Biodiversidad | Álamos, Sonora | 14-15 mayo 2018 | 13 | 5 |
| Procesamiento Digital de Imágenes Satelitales con Google Earth Engine: Aplicaciones para el monitoreo del medio ambiente | Tepic, Nayarit | 10-11 junio 2019 | 11 | 5 |

*Escuelas de verano*

Las escuelas de verano han fomentado la transmisión del conocimiento y experiencias en una perspectiva multidisciplinaria y multidimensional, para generar actitudes de comprensión de sistemas complejos e interactivos, en un formato de teoría llevada a la práctica, dentro de un contexto ambiental, socioeconómico y político determinado. Se busca involucrar a los asistentes al contexto socioambiental y de investigación específicos de distintas regiones. La primera edición se llevó a cabo en 2016, en la región costera de la Sierra Madre Occidental de Sonora, al noroeste del país y contó con el apoyo de estudiantes e investigadores del ITSON y la UNISON. La segunda edición (2018) se desarrolló en la Faja Volcánica Transmexicana del centro del país, con la ayuda de estudiantes del COLPOS, la UACh y personal del PMC (Cuadro 2).

Los objetivos específicos de estos eventos se enumeran a continuación:

- Interactuar con una comunidad para entender sus perspectivas y necesidades, así como el desarrollar un dialogo de saberes entre las partes.
- Capacitar a los participantes en la medición de variables biológicas, geoquímicas y ambientales, útiles para el entendimiento del funcionamiento de los ecosistemas y el ciclo del carbono, en el contexto de dar respuestas concretas a las necesidades de la comunidad.
- Vincular a los estudiantes con los tomadores de decisiones, familiarizarlos con el contexto comunitarios y hacerlos partícipes de la problemática ambiental local a través del seguimiento de sitios de monitoreo a largo plazo.
- Fomentar en los participantes el uso de herramientas tecnológicas avanzadas, como el uso de drones y la modelación de datos mediante programación y técnicas de sensores remotos.

- Desarrollar un ejercicio de ciencia aplicada en la búsqueda de generar los elementos de toma de decisiones comunitarias relacionadas con el ciclo del carbono y sus interacciones.

**Cuadro 2. Escuelas de verano organizadas por el Programa Mexicano del Carbono, universidades colaboradoras y el consorcio estudiantil CABEMAS (Yépez, 2016; PMC, 2019b).**

| Sede | Fecha | No de asistentes | Instituciones |
|---|---|---|---|
| Golfo de Cortés-Sierra Madre Occidental-Valle del Yaqui, ITSON-UNISON | 12-20 septiembre 2016 | 15 | 11 |
| Sierra Nevada, Texcoco, Edo. Méx., COLPOS-UACh | 30 julio-03 agosto 2018 | 21 | 14 |

*Publicaciones Conjuntas*

Uno de los principales aportes del consorcio es el rescate de literatura gris a través de las revisiones y actualizaciones publicadas en las Síntesis Nacionales, que derivan de las investigaciones presentadas en los Simposios Internacionales del Carbono en México. Asimismo, la participación en artículos colaborativos es otro resultado de este esfuerzo, los cuales pueden consultarse en la sección de publicaciones de la página web (PMC, 2019a)

*Protocolos de medición*

Los estudiantes CABEMAS tienen la oportunidad de participar en los proyectos de medición como MexFlux y la REMPACCI. Estas investigaciones, actualmente son desarrolladas por estudiantes de la Ingeniería en Recursos Naturales Renovables de la Universidad Autónoma Chapingo (UACh), poniendo a prueba protocolos de medición forestal y de carbono mediante aplicaciones móviles, para la validación y calibración de productos de sensores remotos e inventarios de carbono (PMC, 2018).

## Conclusiones

La reactivación del consorcio ha generado nuevas interacciones y oportunidades de intercambio de conocimientos entre estudiantes y especialistas de múltiples instituciones nacionales e internacionales.

Es necesario consolidar una estructura organizacional menos vertical, para esto será necesario delegar responsabilidades a los miembros CABEMAS que coordinen estudiantes que puedan colaborar activamente en el consorcio.

Se recomienda ampliar los servicios que ofrece el consorcio, como son los cursos, escuelas de verano, talleres y tutoriales.

Es necesario mejorar y actualizar la plataforma de datos, para que pueda ser aprovechada por los miembros CABEMAS, dando el consecuente reconocimiento al consorcio por los datos usados.

## Agradecimientos

Los autores agradecen al Programa Mexicano del Carbono por brindar acceso a la información disponible del consorcio estudiantil CABEMAS.

## Literatura citada

CABEMAS (Consorcio Académico Bidireccional para el Estudio del Carbono bajo el Enfoque de Modelación Avanzada en Sociosistemas). 2019. http://www.cabemas.org/ (Consulta: mayo, 2019).

Muhlia-Melo A y García-Oliva F. (Eds). 2008. Plan Científico del Programa Mexicano del Carbono. Disponible en: http://pmcarbono.org/pmc/descargas/docs/pmc/Plan_Cientifico/PMC-Plan_Cientifico_2008.pdf Accesado en mayo de 2019.

PMC (Programa Mexicano del Carbono). 2018. Red Mexicana de Paisajes Asociados al Ciclo del Carbono y sus Interacciones (REMPACCI). Red Temática Programa Mexicano del Carbono. http://pmcarbono.org/redtematica/paisajes_asociados_ciclo_carbono. (Consulta: mayo, 2019).

PMC (Programa Mexicano del Carbono). 2019a. Artículos Científicos. http://pmcarbono.org/pmc/publicaciones/articulos.php. (Consulta: mayo, 2019).

PMC (Programa Mexicano del Carbono). 2019b. Convocatoria para la Escuela de Verano Edición 2018. http://pmcarbono.org/pmc/convocatorias/escuela_verano_2018.php (Consulta: mayo, 2019).

PMC (Programa Mexicano del Carbono). 2019c. Talleres Científicos. Disponible en: http://pmcarbono.org/pmc/talleres.php. (Consulta: mayo, 2019).

Yépez, E. A. 2016. Reporte Final Escuela de Verano 2016. Programa Mexicano del Carbono, Instituto Tecnológico de Sonora y Universidad de Sonora. http://www.pmcarbono.org/redtematica/assets/descargas/capacitacion/Informe_Escuela_de_Verano_PMC.pdf (Consulta: mayo, 2019).

PMC

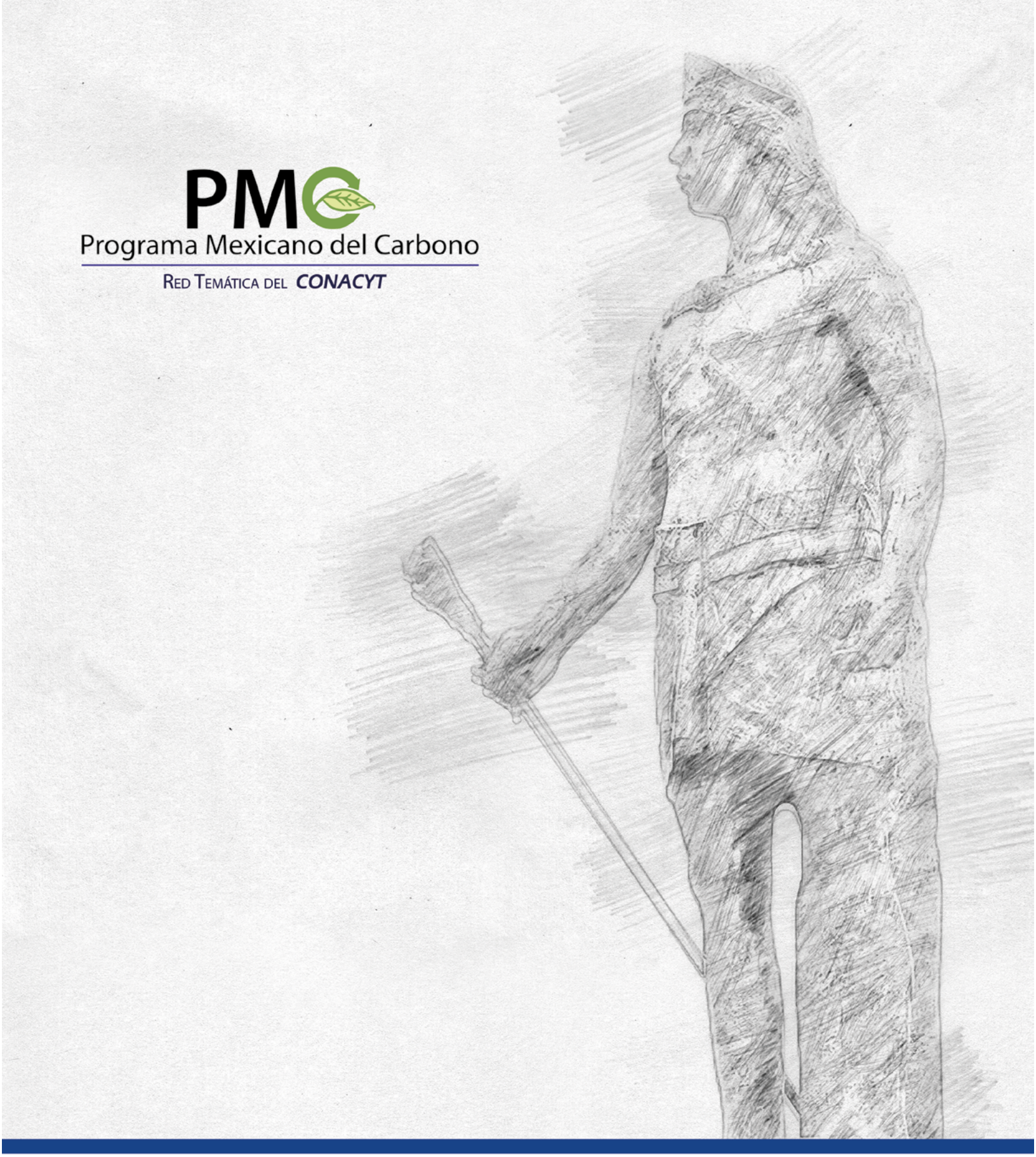
Programa Mexicano del Carbono

Red Temática del *CONACYT*

PMC

Programa Mexicano del Carbono

Red Temática del **CONACYT**



www.pmcarbono.org