



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**FLUJOS DE CARBONO (CH₄, CO₂) EN HUMEDALES NATURALES DE LA RIBERA DEL LAGO DE
PÁTZCUARO, MICHOACÁN, MÉXICO**

TESIS

**QUE PARA OPTAR EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

PRESENTA

LENIN EJECATL MEDINA OROZCO

DIRECTORA DE TESIS:

DRA. NORMA E. GARCÍA CALDERÓN (Facultad de Ciencias, UNAM)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

DRA. ELENA IKKONEN (Instituto de Biología, Academia Rusa de Ciencias)

DR. FELIPE GARCÍA OLIVA (Instituto de Investigaciones en Ecosistemas y Sustentabilidad, UNAM)

Ciudad Universitaria, Ciudad de México. agosto 2019.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



Declaro conocer el código de ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante recursos editoriales convencionales.

Esta hoja ha sido dejada en blanco a propósito.

ÍNDICE

RESUMEN	10
ABSTRACT	11
I. INTRODUCCIÓN GENERAL	12
CAPÍTULO I	14
1. Marco teórico	14
1.1 Gases de efecto invernadero	14
1.2 Definición de Humedales	14
1.3 Suelos hídricos o hidromórficos	15
1.4 Biología de los suelos hidromórficos: biogénesis y consumo	16
1.5 Biogénesis y asimilación del bióxido de carbono (CO ₂)	16
1.7 Procesos de transferencia de GEI a la atmósfera en humedales	18
1.8 Concentraciones de GEI en la atmósfera	20
1.9. Variables edáficas y ambientales que influyen en la emisión de gases a la atmósfera en humedales	21
1.10 Flujo de gases en lagos	24
1.11 Modelos de predicción de GEI en suelos hidromórficos	24
1.12 Preguntas de investigación	25
1.13 Hipótesis de trabajo	25
1.14 Objetivos	25
1.16 Contribuciones del trabajo de investigación	26
1.17 Materiales y métodos generales	26
1.18 Análisis espacial del lago de Pátzcuaro	30
1.19 Muestreo de campo	30
1.20 Colecta de muestras de gas <i>in situ</i>	31
1.21 Colección de gases atmosféricos	31
1.22 Perfiles de concentración de gases en el suelo (<i>in situ</i>)	31
1.23 Métodos para determinación de GEI	31
1.24 Análisis de la información	33
1.3 Análisis estadístico de la información	34
CAPÍTULO II	
Evolución histórica de la pérdida de humedales del lago de Pátzcuaro, Michoacán, México	35
2.2 Materiales y métodos	36

2.3 Resultados y discusión	39
2.4 Conclusiones	44

CAPÍTULO III

Suelos de humedal del Lago de Pátzcuaro Michoacán, México	46
3.1 Introducción	46
3.2 Materiales y métodos	47
3.3 Resultados y discusión	48
3.4 Conclusión	55

CAPÍTULO IV

Almacenes de carbono en dos suelos de humedal, Michoacán, México	56
4.1 Introducción	56
4.2 Materiales y métodos	57
4.3 Resultados y discusión	57
4.4 Conclusión	59

CAPÍTULO V

Calidad de información y detección de los dispositivos presentes en cámaras estáticas para colectar gases traza en suelos de humedal	60
5.1 Introducción	60
5.2 Materiales y métodos	61
5.3 Resultados y discusión	65
5.4 Conclusiones	70

CAPÍTULO VI

Concentración temporal de metano y dióxido de carbono en la atmósfera cercana al suelo de la zona lacustre de Pátzcuaro, Michoacán, México	71
6.1 Introducción	71
6.2 Materiales y Métodos	72
6.3 Resultados	73
6.4 Discusión	76
6.5 Conclusiones	78

CAPÍTULO VII

Concentración de bióxido de carbono y metano en dos perfiles de suelos hidromórficos del Lago de Pátzcuaro

	79
7.1 Introducción	79
7.2 Materiales y métodos	80
7.3 Resultados	82
7.4 Discusión	88
7.5 Conclusiones	90

CAPÍTULO VIII

Flujos de carbono en humedales naturales de la ribera del lago de Pátzcuaro, Michoacán, México

	91
8.1 Introducción	92
8.2 Materiales y métodos	95
8.3 Resultados	102
8.4 Discusión	105
8.5 Conclusión	

CAPÍTULO IX

9.1 Conclusiones generales y recomendaciones	105
--	-----

AGRADECIMIENTOS	109
------------------------	-----

REFERENCIAS	110
--------------------	-----

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO I

- Figura 1.1. Localización de los humedales estudiados en el Lago de Pátzcuaro, Google earth 2017. 27
- Figura 1.2. Climograma para la estación del lago de Pátzcuaro para 29 años de registros. 28
- Figura 1.3. Humedal de Ichupio (A); Humedal de Jarácuaro (B). 29
- Figura 1.4. Vista de la vegetación en los humedales de Ichupio (A), y de Jarácuaro (B). 29

CAPÍTULO II

- Figura 2.1. Pérdida de humedales del lago de Pátzcuaro para una serie de tiempo (1972-2014). 40
- Figura 2.2. Morfología y elementos terrestres en el lago de Pátzcuaro, las letras a, b y c, representan las zonas donde ocurrieron los principales cambios primordialmente entre 1984 y 2014. 41
- Figura 2.3. Tendencia de la temperatura atmosférica y la precipitación en la cuenca del lago de Pátzcuaro (media móvil de cinco años). 42

CAPÍTULO III

- Figura 3.1. a) perfil del Gleysol, Ichupio; b) agregado prismático del gleysol mostrando rasgos hidromórficos; c) perfil del Fluvisol. 53

CAPÍTULO V

- Figura 5.1. Regresión entre la concentración de metano y bióxido de carbono (observado vs esperado) (pares, $n = 237$). Metano (a), bióxido de carbono (b). 65
- Figura 5.2. Errores introducidos por artificios de las cámaras estáticas herméticas (opacas y transparentes) para el tiempo cero (t_0) ($n = 4$). 67

CAPÍTULO VI

- Figura 6.1. Distribución de la concentración de gases de la atmósfera cercana al suelo en Pátzcuaro, Michoacán, con respecto a una distribución normal. Las líneas verticales azules al interior de la gráfica, indican las concentraciones medias globales (Dlugokencky *et al.*, 2003). 73
- Figura 6.2. Distribución de la concentración de los gases en la atmósfera cercana al suelo durante la campaña de muestreo. 74
- Figura 6.3. Variación de la concentración de gases en la atmósfera durante la campaña de muestreo. La línea azul sólida indica la media del conjunto de datos muestreado. La línea roja discontinua indica la media global. 75
- Figura 6.4. Relación entre la concentración del bióxido de carbono y el metano en la

atmósfera cercana al suelo en los humedales de Pátzcuaro. 75

Figura 6.5. Series de tiempo para la temperatura del aire, del suelo a cinco centímetros de profundidad y velocidad del viento (medias móviles para conjuntos de tres datos). 76

CAPÍTULO VII

Figura 7.1. (A) micro-cámaras estáticas para concentraciones de gases de la pedosfera; (B) ubicación de microsítios para formar un gradiente de humedad (1 húmedo a 4 saturado). 80

Figura 7.2. Concentraciones de bióxido de carbono y metano para el espesor del suelo (Gleysol) por microsítio (0-50 cm). Los círculos representan el valor de la mediana, la caja indica los límites del Q1 a Q3, los bigotes indican los límites inferiores y superiores RIC 1.5, y los asteriscos los valores atípicos, $n = 127$ por microsítio. 83

Figura 7.3. Concentraciones de bióxido de carbono y de metano para el espesor del suelo (Fluvisol) por microsítio (0-50 cm). Los círculos representan la mediana, la caja indica los límites del Q1 a Q3, los bigotes indican los límites inferiores y superiores RIC 1.5, y los asteriscos los valores atípicos. 85

Figura 7.4. Histogramas de temperatura del perfil del suelo para Ichupio (Gleysol) izquierda y Jarácuaro (Fluvisol) derecha, para el espesor de 5 a 50 cm. 86

Figura 7.5. Histogramas de saturación de agua del suelo para el humedal Ichupio (Gleysol) izquierda, y de Jarácuaro (Fluvisol) derecha, para el espesor de 5-50 cm. 86

Figura 7.6. Análisis de dendrograma de similitud del Gleysol. 87

Figura 7.7. Análisis de dendrograma de similitud del Fluvisol. 87

CAPÍTULO VIII

Figura 8.1. A) Cámaras herméticas oscuras con frascos viales para la colecta de gases del suelo, y suelo y raíz; B) cámara transparente y C) cámara oscura para medir flujos de gases del ecosistema. 94

Figura 8.2. Probabilidades de la prueba de Kruskal-Wallis; Flujos suelo ($p = 0.473$). Flujos (Suelo + raíz) ($p = 0.189$). Flujos del ecosistema (Suelo + raíz + planta; fase oscura) ($p = 0.476$). Flujos del ecosistema (Suelo + raíz + planta; fase luz) ($p = 0.701$). 96

Figura 8.3. Probabilidades de la prueba de Kruskal-Wallis; Flujos del suelo ($p = 0.575$); Flujos de suelo y raíz ($p = 0.489$); los flujos del ecosistema (suelo + raíz + planta; fase oscura) ($p = 0.423$). Los flujos del ecosistema (suelo + raíz + planta; fase luz) ($p = 0.088$). 97

Figura 8.4. Prueba de Kruskal-Wallis ($p = 0.000$; $\alpha = 0.05$ para bióxido de carbono; prueba de mediana de Mood para diferencias entre compartimentos ($p = 0.000$). Kruskal-Wallis ($p = 0.059$) y ($p = 0.167$) para la mediana de Mood del metano). 98

Figura 8.5. Probabilidades de la prueba de Kruskal-Wallis; Flujos del suelo ($p = 0.964$);

Flujos de suelo y raíz ($p = 0.494$); los flujos del ecosistema (suelo + raíz + planta; fase oscura) ($p = 0.271$). Los flujos del ecosistema (suelo + raíz + planta; fase luz) ($p = 0.495$).	99
Figura 8.6. Probabilidades de la prueba de Kruskal-Wallis; Flujos de suelo ($p = 0.171$); Flujos de suelo y raíz ($p = 0.846$); los flujos del ecosistema (suelo + raíz + planta; fase oscura) ($p = 0.500$). Los flujos del ecosistema (suelo + raíz + planta; fase luz) ($p = 0.790$).	100
Figura 8.7. Flujos de bióxido de carbono y metano en el humedal de Jarácuaro. Prueba de Kruskal-Wallis ($p = 0.311$; $\alpha = 0.05$ para bióxido de carbono; $p = 0.127$; $\alpha = 0.05$ para el metano).	101
Figura 8.8. Análisis de componentes principales por correlación para las variables que pueden explicar las emisiones de gases (A) Ichupio, (B) Jarácuaro.	101

ÍNDICE DE CUADROS

CAPÍTULO II

Cuadro 2.1. Cobertura vegetal y usos del suelo (CVUS) para un periodo de 10 años en la cuenca de Pátzcuaro.	44
Cuadro 3.1. Morfología del Gleysol de Ichupio.	50
Cuadro 3.2. Morfología de Fluvisol de Jarácuaro.	52
Cuadro 3.3. Propiedades químicas de los suelos de humedal.	54
Cuadro 3.4. Propiedades físicas de los suelos de humedal.	54
Cuadro 3.5. Propiedades químicas de los suelos de humedal.	55

CAPÍTULO IV

Cuadro 4.1. Almacenes de carbono de los suelos de humedal en Pátzcuaro, Michoacán.	58
--	----

CAPÍTULO V

Cuadro 5.1. Resumen de los flujos de gases estimados por tres modelos de regresión.	69
---	----

CAPÍTULO VII

Cuadro 7.1. Concentraciones diarias de gases en los humedales de Ichupio (Gleysol).	82
Cuadro 7.2. Concentraciones promedio diarias de gases del humedal de Jarácuaro (Fluvisol).	84

RESUMEN

El presente documento analiza los flujos de gases de efecto de invernadero considerando el bióxido de carbono y metano exclusivamente. Se aborda un breve marco conceptual del flujo de gases en humedales a escalas globales y nacionales, así como los principales factores que controlan los flujos del suelo hacia la atmósfera. El presente estudio se realizó en el lago de Pátzcuaro en el estado de Michoacán. Para el estudio se seleccionaron dos sitios representativos de los humedales del lago con dominancia de vegetación de tular. Los suelos fueron descritos como Gleysol Háptico (Colúvico, Éutrico) y un Fluvisol Háptico (Hiperhúmico, Éutrico) con la WRB versión 2006. Se estudiaron las características morfológicas de los suelos y las características físicas y químicas que permitieran tener una mejor comprensión de los factores que controlan los flujos de gases, en la localidad de Ichupio y Jarácuaro (estudios de caso). En ambos suelos se midieron los almacenes de carbono y su distribución vertical. Se midió la concentración de gases en el perfil del suelo a profundidades de 5, 10, 20, 30, 40 y 50 cm; además, de los flujos de gases en el ecosistema utilizando cámaras estáticas para los compartimentos; suelo, suelo y raíz, suelo, raíz y planta, tanto en la fase oscura como en la fase con luz. Los resultados indicaron una reducción de la superficie del lago, inferido a partir de la superficie que presentaba en 1972 de 111.7 km² y su reducción a 79.82 km² para el año de 2014 con una tasa negativa de 0.72 km² año⁻¹. Significa entonces, que el lago ha perdido parte de sus humedales. Lo anterior resalta la importancia de haber realizado el estudio en el lago de Pátzcuaro. Los almacenes de carbono de los suelos se ubicaron en 76.58 t C ha⁻¹ en el Gleysol y en el Fluvisol se presentó un valor de 342.14 t C ha⁻¹, solo por debajo de los manglares en los ecosistemas terrestres del país. Se encontró una marcada variación temporal del metano y dióxido de carbono en la atmósfera a través del año. Las concentraciones de gases en la atmósfera presentaron los siguientes valores: CO₂ = 519.8 ± 236.2 mg m⁻³ y CH₄ = 24.2 ± 11.1 mg m⁻³, los valores mínimos y máximos fueron de 158.2 y 1119.1 mg m⁻³ para el bióxido de carbono y de 7.8 y 49.9 mg m⁻³ para el metano. Las concentraciones de gases en el perfil del suelo, sugieren que la mayor cantidad de gases se encuentra en la zona de saturación de los poros, mientras que en las zonas más profundas se acumulan los gases. Finalmente, los humedales funcionan como emisores de bióxido de carbono, siendo mayor en Ichupio (0.53 a 2.91 g CO₂ m⁻² d⁻¹), excepto en la fase con luz (-0.53 g CO₂ m⁻² d⁻¹), sin ser significativo con respecto a las emisiones. En el caso del humedal de Ichupio, las tasas de emisión de CO₂ fueron menores (0.60 a 1.4 g CO₂ m⁻² d⁻¹), siendo en todos los compartimentos un emisor. En lo que respecta al metano, en Ichupio se sugiere que el sitio tiene un balance neutro (-0.05 a 0.0 mg CH₄ m⁻² d⁻¹), por el contrario Jarácuaro es un humedal emisor (2.6 a 10 mg CH₄ m⁻² d⁻¹) y es un sitio en donde las raíces juegan un papel importante en la posible oxidación del metano (-11.3 mg CH₄ m⁻² d⁻¹).

Palabras clave: humedales lacustres, balance neutro de carbono, densidad de carbono.

ABSTRACT

This document analyzes greenhouse gas fluxes considering exclusively carbon dioxide and methane. The conceptual framework of the flux of gases in wetlands at a global and national scale and the main factors that control the flux of soil to the atmosphere are considered. The present study was conducted in the lake Patzcuaro wetlands in the state of Michoacan. For this study, two representative sites of wetlands under vegetation dominated by *Typha* and *Cyperus* were selected. The soils at the study sites were a Haplic Gleysol (Coluvic, Eutric) and a Haplic Fluvisol (Hyperhumic, Eutric), WRB version 2006. The morphological characteristics of the soils and the physical and chemical characteristics were studied and this allowed a better understanding of the gas fluxes at the two sites; Ichupio and Jaracuaro. In both soils the carbon budgets, their vertical distribution and the concentration of gases in the soil profile were estimated. The gas fluxes of the wetlands were measured using static chambers for the compartments soil, soil + root and, soil + root + plant, for the phases of darkness and light. The results indicated a reduction in the surface of the lake. The lake surface in the year of 1972 was of 111.7 km² and in 2014 it presented a surface of 79.82 km², that means a reduction of 0.72 km² yr⁻¹. It means that the lake has lost areas covered by wetlands. The soils carbon storage was of 76.58 t C ha⁻¹ in the Gleysol and in the Fluvisol there was a value of 342.14 t C ha⁻¹, it is only below the mangroves in the terrestrial ecosystems of the country. A significant temporal variation of methane and carbon dioxide in the atmosphere near the ground was found throughout the year. The concentrations of gases in the atmosphere presented the following values: CO₂ = 519.8 ± 236.2 mg m⁻³ and CH₄ = 24.2 ± 11.1 mg m⁻³, the minimum and maximum values were 158.2 and 1119.1 mg m⁻³ for the dioxide of carbon and 7.8 and 49.9 mg m⁻³ for methane. The concentrations of gases into the soil profile increase significantly related to the depth of the soil and it is suggested that the highest gas production is in the water saturated zone. Finally, these wetlands function as carbon dioxide emitters, being higher in Ichupio (0.53 to 2.91 g CO₂ m⁻² d⁻¹) than in Jaracuaro, except in the light phase (-0.53 g CO₂ m⁻² d⁻¹). In the case of the Ichupio wetland, the CO₂ emission rates were lower (0.60 to 1.4 g CO₂ m⁻² d⁻¹), the wetland works as a carbon emitter. About the methane, Ichupio is suggested as a wetland with a neutral balance (-0.05 to 0.0 mg CH₄ m⁻² d⁻¹), on the other hand, Jaracuaro is a methane emitter (2.6 to 10 mg CH₄ m⁻² d⁻¹) and is a site where the roots of aquatic vegetation play an important role in the possible oxidation of methane (-11.3 mg CH₄ m⁻² d⁻¹).

Key words: lake wetlands, carbon neutral balance, carbon density.

I. INTRODUCCIÓN

Los suelos hídricos son especialmente inciertos en su función como fuente o sumidero de GEI (CO₂, CH₄ y N₂O), por lo cual algunos autores los consideran emisores y otros como sumideros de carbono. Se consideran principalmente como fuentes de emisión de metano. Sin embargo es incompleto el entendimiento de los factores que gobiernan el flujo de los gases (Conrad, 1996; Kayranli *et al.*, 2010). Existen datos contrastantes e incluso contradictorios, en las estimaciones de gases para diferentes tipos y estructura de los humedales (Mitsch y Gosselink, 2000), y se reportan variaciones espaciales y temporales significativas en la emisión de los gases (Sorrell y Boon, 1992). Los componentes del ciclo del carbono en los humedales son complejos, lo que dificulta entender y predecir la contribución de carbono de estos ecosistemas al ciclo global. Algunos procesos clave son la respiración en la zona aeróbica, fermentación, metanogénesis y reducción de sulfato, hierro y nitrato en la zona anaeróbica.

Se considera que los humedales contienen cinco reservorios principales de carbono: el carbono de la biomasa vegetal, carbono orgánico particulado, carbono orgánico disuelto, carbono de biomasa microbiana y productos finales gaseosos como son el dióxido de carbono y el metano (Kayranli *et al.*, 2010). Resulta difícil establecer con precisión el papel de los humedales en el flujo global del carbono. En general, los humedales son considerados como sistemas que asimilan bióxido de carbono de la atmósfera, a través de especies vegetales como *Cyperus papyrus* y *Typha domingensis*. Estas especies tienen alta capacidad de asimilar el CO₂ vía fotosíntesis y que posteriormente lo incorporan al suelo a través de la materia orgánica en donde la descomposición es incompleta, convirtiéndose en reservorios de carbono (Whiting y Chanton, 2001). En contraste, estos sistemas contribuyen con los gases de efecto de invernadero, cuando emiten metano hacia la atmósfera. Una de las vías de escape del gas de las zonas de anoxia, es el aerénquima de la vegetación como conducto de salida (Saunders *et al.*, 2013) funcionando la vegetación como chimeneas para la emisión del gas hacia la atmósfera (Dubey, 2005). La tasa de emisión del metano por esta vía, está íntimamente relacionada con las especies dominantes presentes en el humedal; por ejemplo, la emisión es mayor cuando la especie dominante es *Cyperus papyrus* que cuando domina *Typha domingensis* (Jones, 1988; Saunders *et al.*, 2007; Saunders *et al.*, 2013). Además, las variaciones en los flujos de gases, se asocian al cambio de uso de los humedales por actividades antrópicas, como cuando son convertidos para la agricultura, pastoreo y otros (Moomaw *et al.*, 2018).

Una de las prioridades actuales es la conservación de los humedales causadas por las perturbaciones humanas directas, con la finalidad de limitar el incremento de las temperaturas futuras (Moomaw *et al.*, 2018). Algunas de las estrategias para remover el carbono atmosférico mediante los humedales, consisten en crear áreas de protección de humedales, como son los sitios RAMSAR, mantener y restablecer los servicios ecosistémicos de los humedales evitando su cambio de uso del suelo, restaurar la vegetación

nativa de los humedales, entre varias más (Finlayson *et al.*, 2018). Actualmente, se estima que los humedales han declinado en superficie y en calidad. Se presume que en el siglo 20, se perdieron entre el 64 y 71 % y continúan perdiéndose (Ramsar, 2015). Los lagos pequeños y sus humedales, son considerados como centinelas de los cambios globales por su alta sensibilidad a los cambios ambientales y por los cambios antrópicos, de los regímenes de lluvias, temperaturas y eventos extremos (Adrian *et al.*, 2009). También integran los cambios que ocurren en los sistemas terrestres circundantes a escala de cuenca y a escala global de los sistemas acuáticos que pueden llevar a su desecación (Williamson *et al.*, 2008). La desecación de los humedales, puede generar que en presencia de oxígeno la materia orgánica recalcitrante pueda convertirse en CO₂ al incrementarse la actividad de la enzima hidrolasa y la fenol oxidasa (Freeman *et al.*, 2004). Debido a que estos suelos funcionan como reservorios de carbono, su desaparición, incrementa el potencial de liberación del C a la atmósfera (Collins y Kuehl, 2001).

El lago de Pátzcuaro se encuentra en un proceso de desecación; por ende, el presente estudio tuvo como objetivo medir los flujos carbono y determinar el funcionamiento del humedal como contribuyente o reservorio de carbono; así como aportar información sobre los flujos en humedales lacustres con vegetación dominada por *Cyperus* spp y *Typha* spp. La medición de Gases de Efecto Invernadero en suelos saturados de agua o hidromórficos (hídricos), en lagos tropicales y subtropicales de nuestro país, es escasa o casi nula (Torres *et al.*, 2005); por lo anterior, se requiere de generar una base de datos confiables, que permita calcular la contribución de estos ecosistemas de México, a las estimaciones globales de Gases de Efecto Invernadero.

CAPÍTULO I

1. Marco teórico

1.1 Gases de efecto invernadero

Las principales fuentes reportadas de emisión del CO₂ son los océanos y estuarios, la vegetación, los suelos, la combustión de la biomasa, la producción agrícola, la combustión del petróleo y del carbón; en el mismo sentido, como fuentes del CH₄ se reconocen los suelos, particularmente los de humedales, animales silvestres y domésticos, la combustión de la biomasa y la producción agrícola (Bouwman, 1989; Oertel *et al.*, 2016). La atmósfera terrestre absorbe energía de la radiación solar de manera natural, propiciando condiciones térmicas ideales para el desarrollo de la vida. Sin embargo, el incremento de gases traza a la atmósfera, como el bióxido de carbono y el metano, aumentan la absorción de radiación térmica de manera importante. Este proceso repercute en el incremento de la temperatura de la superficie terrestre presentando efectos negativos. El término “Efecto Invernadero” hace referencia a la capacidad de ciertos gases a atrapar calor en la atmósfera como son el vapor de agua, CO₂, CH₄, N₂O entre otros (Baird, 1999). Entre estos gases, el CO₂, CH₄ y N₂O son los gases más importantes en este efecto de calentamiento (Conrad, 1996). Las fuentes de emisión de Gases de Efecto Invernadero (GEI) en humedales son con frecuencia pobremente identificadas, por lo que resulta necesario conocer los procesos fundamentales que gobiernan el flujo de gases en suelos y ecosistemas de humedad (Bouwman, 1989). En este sentido actualmente, no existe un acuerdo de si estos sistemas son una fuente de emisión o de almacén del mismo (Kayranli *et al.*, 2010). El estado del arte actual sobre este problema y la diversidad de información derivada de los estudios a nivel mundial, impiden tener certeza sobre el funcionamiento del suelo en los flujos de gases y especialmente en humedales subtropicales (Oertel *et al.*, 2016).

El rol de los humedales en el flujo de carbono es pobremente entendido, a pesar de ser considerado el mayor almacén de carbono, aproximadamente 15×10^{14} kg de carbono edáfico (Mitra *et al.*, 2005; Kayranli *et al.*, 2010), sin embargo, los procesos de transformación de los humedales y su destrucción generan pérdidas de carbono (Álvarez, 2005), es decir, el drenado o desecamiento de humedales favorece la entrada de oxígeno y a la vez la rápida oxidación de la materia orgánica.

1.2 Definición de Humedales

De acuerdo con el IPCC (2006), los humedales incluyen “cualquier tierra que es cubierta por agua o saturada por agua durante todo o parte del año, pero que no está en la definición de bosque, tierras de cultivo o pastizales”. Es importante, señalar que varios autores, consideran como humedales a los cultivos de arroz, entre éstos, la definición de la convención de Ramsar (1996). Estos ecosistemas son definidos por la Agencia de Protección Ambiental de EEUU (USEPA, 2004) como: “cualquier tierra inundada o saturada en la superficie o dentro del suelo con una frecuencia y duración suficiente para soportar, -y que bajo condiciones naturales mantienen-, una vegetación típica adaptada para vivir en condiciones saturadas

del suelo". Los humedales generalmente incluyen pantanos, ciénegas, marismas y áreas de similares condiciones. Los humedales, de acuerdo con la Ramsar (1996), incluyen además: turbas, sistemas de agua tanto natural como artificial y puede ser salina, salobre y dulce, estática o corriente, incluyendo áreas marinas donde la profundidad del agua no exceda los seis metros, y zonas de riberas marítimas adyacentes a los pantanos. La USGS (*United States Geological Survey*) considera a los humedales como aquellos sitios, con uno o más de los siguientes atributos: (1) la vegetación predominante es hidrófila, (2) el suelo es hídrico, y (3) el sustrato no es suelo pero es saturado de agua (material orgánico) o el nivel del agua es somero todos los años (Cowardin *et al.*, 1979). Los humedales se caracterizan generalmente, por incluir un tipo de vegetación principalmente hidrófila (Mitra *et al.*, 2005). Mitsch y Gosselink, (2000) diferencian dos tipos de humedales: orgánicos y minerales; los primeros presentan más de 35 % de materia orgánica sobre una base de peso seco. En conclusión, la definición de humedales, varía en función del área de estudio o de interés de las instituciones que los definen. En este estudio se consideró una de las clasificaciones más utilizadas, que es la propuesta por Cowardin *et al.* (1979). Bajo este sistema los humedales de Pátzcuaro se clasifican como humedales lacustres emergentes.

1.3 Suelos hídricos o hidromórficos

Los suelos hídricos o hidromórficos son definidos como aquellos suelos que se formaron en condiciones de saturación, inundación, o estancamiento de agua durante un periodo suficientemente largo para desarrollar condiciones anaerobias en la parte superior del suelo, y pueden ser generalmente identificados de manera visual en el campo (NRCS-USDA, 2006). Algunos de los indicadores para su identificación son: croma del suelo predominante < 2, presencia de ácido sulfhídrico (olor a huevo podrido), capas estratificadas, entre otros (NRCS-USDA, 2006). Las condiciones ácuicas, pueden ser identificadas en campo realizando un hoyo de barrena, o con piezómetros, pero principalmente utilizando tensiómetros (> -1 kPa). Por sus rasgos morfológicos como son: croma < 2, presencia de hierro libre (o en su forma Fe^{2+}), o con la medición directa de potenciales redox. Para identificar la presencia de Fe libre puede utilizarse el alfa-alfa diripidilo como indicador de la reducción del hierro (*Soil Survey Staff*, 1996; Brady y Weil, 1999). Condiciones ácuicas también pueden ser reconocidas por la morfología del suelo; por ejemplo, si se observa acumulación de materia orgánica y se presentan rasgos redoximórficos, pero además, si hay presencia de vegetación hidrófila. Estos rasgos son suficientes para reconocer este tipo de suelos en zonas donde existe poca información hidrológica (Hurt y Carlisle, 2001).

En el sistema de clasificación de la Base Referencial Mundial del Recurso Suelo (IUSS-WRB, 2006), los suelos de humedales son aquellos que presentan un horizonte antrácuico, hístico, tiónico, hidrágrico, o bien, que tengan propiedades de coloración gléyica, condiciones reductoras o patrón de coloración estágnica, o bien que contengan material flúvico, límnico, o tiónico. En este trabajo se entiende como suelos hidromórficos o de humedal, a los suelos transicionales entre la zona terrestre y acuática

desarrollados bajo la influencia del agua del manto freático y presentan rasgos hidromórficos. En otras palabras, comprende los suelos denominados temporalmente sumergidos (Ponnamperuma, 1972) o suelos subacuáticos (Demas *et al.*, 1996).

1.4 Biología de los suelos hidromórficos: biogénesis y consumo

Los procesos responsables del cambio de la composición atmosférica originada por los suelos hidromórficos son determinísticos (causa-efecto) con cambios no lineales (Conrad, 1996; Oertel *et al.*, 2016). Los microorganismos determinan los flujos de gases a través de la óxido-reducción de los elementos N y C y con ello la descomposición o acumulación de la materia orgánica, y también características redoximórficas en los suelos, a través de la óxido-reducción de los elementos Mn, Fe y S (Craft, 2001). Muchas de las especies que intervienen en la emisión de GEI en el suelo son poco conocidas o desconocidas (Conrad, 1996); los grupos más importantes son plantas productoras de CO₂ y las bacterias, como las metanógenas, las acetogénicas, nitrificantes, metanotróficas y metilotróficas y las nitrificantes (Álvarez, 2005; Conrad, 1996; Hanson y Hanson, 1996).

Los suelos hidromórficos en general son suelos anóxicos, donde el oxígeno disminuye rápidamente desde la superficie hacia las capas inferiores, con lo cual se generan zonas redox bien definidas y clasificadas por los aceptores de electrones presentes: O₂, NO₃⁻, Mn⁴⁺, Fe³⁺, SO₄²⁻, CO₂ e H⁺. En estas zonas donde se realiza la fermentación, actúan también las bacterias metanógenas convirtiendo rápidamente el H₂ y CO₂ en CH₄. La producción de CH₄ puede ser inhibida por la presencia de SO₄²⁻, Fe³⁺ y NO₃⁻ causados principalmente por bacterias reductoras del azufre, del hierro y de los nitratos, que compiten con las metanógenas. Por otro lado, la temperatura también puede contribuir en la velocidad a la que se realiza la metanogénesis (Craft, 2001; Mitsch y Gosselink, 2000; Conrad, 1996). Sin embargo, también se presentan zonas de oxidación a diferentes profundidades, primordialmente en la rizosfera, debido a que las hidrófitas liberan oxígeno (Weiss *et al.*, 2003).

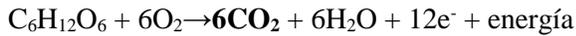
1.5 Biogénesis y asimilación del bióxido de carbono (CO₂)

La producción de CO₂ en el suelo ocurre por la descomposición (catabolismo) microbiana de la materia orgánica, por fermentación cuando hay ausencia de un aceptor externo de electrones, y por respiración cuando un compuesto se oxida en presencia de O₂ (Brock y Madigan, 1993). Los procesos más importantes que producen bióxido de carbono son: la reducción del nitrato (aerobio), producción del etanol, la desnitrificación, reducción del lactato y acetato (anaerobio), y la amonificación (aero-anaerobio) (Craft, 2001; Mitsch y Gosselink, 2000). La vegetación también contribuye en la producción mediante la respiración, pero principalmente contribuye con la asimilación o fijación de CO₂ durante la fotosíntesis para formar azúcares (Salisbury y Ross, 1994). La producción de CO₂ en el suelo es más intensa cuando la actividad de las plantas y los microorganismos aumentan, por lo tanto, cuando el CO₂ se incrementa disminuye proporcionalmente el O₂ del suelo (Jury *et al.*, 1991), en consecuencia la actividad vegetal

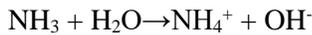
disminuye con la pérdida O₂ del suelo, sin embargo, existen plantas bien adaptadas a condiciones de anoxia (Cronk y Fennessy, 2001). A continuación se resumen algunas reacciones y el gas formado a partir de ellas:

Producción de CO₂:

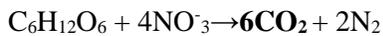
Respiración aeróbica de las bacterias.



Amonificación, ocurre tanto en condiciones aerobias como anaerobias.



Desnitrificación, ocurre solamente en condiciones anaerobias y pH ligeramente alcalino.



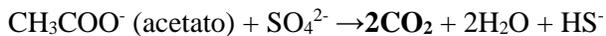
En la glicólisis, o fermentación de la materia orgánica, en su fórmula general conocida como de Gay-Lussac.



Durante la reducción del azufre por bacterias que requieren compuestos orgánicos de bajo peso molecular.

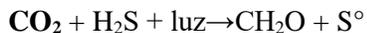


En la reducción del acetato.

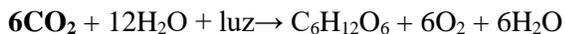


Consumo de CO₂:

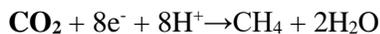
Fotosíntesis por bacterias, como las púrpuras del azufre, ocurre en condiciones anaeróbicas.



En la transformación del carbono durante la fotosíntesis, en condiciones aeróbicas.



En la metanogénesis, cuando el CO₂ es usado por los metanógenos como aceptor de electrones.



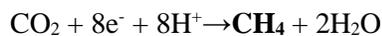
1.6 Biogénesis de metano (CH₄)

Los procesos de emisión de CH₄ a la atmósfera, incluyen la producción mediante la metanogénesis en el suelo por organismos metanógenos, y la oxidación de metano por metanótrofos (oxidación que forma CO₂). La supervivencia de bacterias metanógenas ha sido poco estudiada y es aún poco comprensible la cantidad de interacciones que ocurren entre ellas, lo que sugiere que pueden sobrevivir en “micronichos” principalmente cuando se presentan periodos oxidativos (Conrad, 1996). Las poblaciones bacterianas varían conforme al periodo de saturación de agua del suelo, donde grupos como las *Methanomicrobiales* son más tolerantes a la aeración del suelo, comparado con bacterias como *Methanobacteriaceae* y

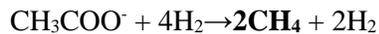
Methanosaeta (Høj *et al.*, 2006). Las bacterias metanotróficas o metanotrófas, son un subgrupo fisiológico de bacterias metilotróficas que son capaces de utilizar el metano como fuente de energía (Hanson y Hanson, 1996). Estos grupos de bacterias metanotróficas tienen en común que reducen el metano a metanol utilizando las llamadas metano-monooxigenasas. La oxidación del metano inicia con las metano-monooxigenasas, en el cual se utilizan dos oxígenos, uno que se convierte en H₂O y otro es incorporado al metano en la forma de CH₃OH (Hanson y Hanson, 1996). Se presentan a continuación algunas reacciones donde se produce el CH₄:

Producción de CH₄:

Durante la metanogénesis, existen dos vías, la primera cuando los metanógenos usan el CO₂ como aceptor de electrones.



La segunda, cuando los compuestos de bajo peso molecular son utilizados.



1.7 Procesos de transferencia de GEI a la atmósfera en humedales

1.7.1 Ebullición

La ebullición es un proceso por el cual el gas atrapado en el sedimento escapa a la atmósfera, puede ser CO₂, CH₄ o N₂O, pero principalmente el metano, en condiciones de humedales templados (Oertel *et al.*, 2016). Sin embargo, no queda claro si ocurre lo mismo en humedales tropicales y subtropicales (Kayranli *et al.*, 2010). Los principales factores que afectan la ebullición son: velocidad del viento, temperatura del agua, radiación solar, el nivel de agua y la presión atmosférica (Batjes y Bridges, 1992). Walter *et al.* (2007) realizaron un análisis de la contribución del CH₄ por la vía de la ebullición en 16 lagos de Alaska y Siberia utilizando simulación; estimaron una emisión significativa de metano de alrededor de 24.2 ± 10.5 Tg CH₄ año⁻¹. Los lagos de tipo termokarst son importantes en la emisión debido a que contienen materia orgánica atrapada anteriormente en el permafrost. Los modelos de emisión de CH₄ normalmente no toman en cuenta la ebullición y solamente simulan la emisión vía difusión, lo que tiende a subestimar el metano. La ebullición puede ser más importante en bajas latitudes que en el Ártico debido a que la temperatura del sedimento puede acelerar la metanogénesis, haciendo al metano menos soluble formando burbujas más evidentes. Se demostró que la producción de metano en los sedimentos de los lagos funciona en pequeños micronichos de microorganismos metanogénicos (Ellis-Evans, 1984).

1.7.2 Difusión de gas a través del suelo hacia la atmósfera

La fase gaseosa del suelo se caracteriza por su composición y volumen. En suelos no saturados de agua la composición de esta fase cercana a la superficie es parecida a la atmósfera, se compone de N₂ en un 80%, CO₂ y O₂ en un 20% y otros gases traza. El volumen del gas disminuye con la profundidad, y la

composición relativa, a mayor profundidad abunda más CO₂ y menos O₂ inversamente con la actividad biológica (Koorevaar *et al.*, 1983). El flujo del gas en el suelo puede expresarse de manera análoga al flujo de agua y de calor dentro del suelo (Koorevaar *et al.*, 1983; Jury *et al.*, 1991), por lo anterior, se asume que el movimiento del gas es unidireccional e insoluble en agua. Se reconocen dos formas de intercambio de gases entre la atmósfera y el suelo: la convección y la difusión. En el primer caso la fuerza de movimiento consiste en un gradiente de la presión total del gas. En el segundo caso, la fuerza de movimiento es causada por la presión parcial de los gases. La mayoría de los investigadores apoyan la hipótesis de que la difusión es el principal mecanismo de intercambio de gases entre la fase suelo-atmósfera (Hillel, 1980). Si en el suelo existieran condiciones de equilibrio y temperatura constantes, la presión del aire podría ser expresada de la forma siguiente:

Ecuación 1.1:

$$P = P_0 \exp\left(-\frac{M}{RT} gz\right)$$

Donde P es presión absoluta; M es la masa molar del aire; R es la constante molar del aire; T es la temperatura en °K; g magnitud del campo gravitacional y z altura en m. Como es conocido, el suelo no presenta condiciones ideales, por lo tanto, la densidad del flujo de un gas en el suelo es afectada por variaciones en la presión barométrica de la atmósfera, por cambios en la temperatura del suelo, por el desplazamiento del agua al infiltrarse, y por el nivel del manto freático que ocupa el espacio vacío del suelo. El intercambio de gases del suelo con la atmósfera y su movimiento ocurre principalmente por los gradientes parciales de presión conocidos como difusión. Por lo tanto, la difusión de los gases D_g puede ser explicada por el gradiente parcial de los gases y puede ser descrita conforme a la Ley de Fick. Esta Ley establece que el flujo es proporcional a la fuerza impulsora e inversamente proporcional a la resistencia:

Ecuación 1.2:

$$J_g = -D_g \frac{\partial C_g}{\partial z}$$

Donde J_g es el coeficiente de difusión por área y tiempo para un componente gaseoso particular en un suelo particular, expresado en kg m⁻² s⁻¹ y D_g es el coeficiente de difusión por área y se expresa en m² s⁻¹, C es la concentración del gas al interior del suelo.

La ecuación anterior puede sobrestimar la difusión del gas a través del suelo debido a que el movimiento de un punto a otro no es libre sino que presenta barreras sólidas y líquidas que modifican la sección transversal de los poros. Por lo tanto, la distancia efectiva de la difusión del gas es afectada por la tortuosidad de los poros, el bloqueo del agua en los poros y por la continuidad de los poros (Hillel, 1980; Koorevaar *et al.*, 1983; Jury *et al.*, 1991). La mayor fuente de variación en la difusión de gases en los suelos son las zonas de flujos preferentes, como macroporos, grietas, canales de raíces, de lombrices, entre

otros y son de importancia para interpretar la información de gases obtenida en campo (Allaire *et al.*, 2008).

1.7.3 Transporte de gases por vegetación acuática

Las plantas emergentes juegan un papel importante en la dinámica de la emisión, principalmente del metano a la atmósfera, debido a que actúan como: a) fuente de sustrato para los organismos metanogénicos, y b) conducto para que el gas sea transportado a la atmósfera a través del espacio aerenquimatoso (Dubey, 2005); el transporte puede ocurrir por el tejido aerenquimatoso vía la difusión simple, por los espacios intercelulares y estomas de plantas, donde se ha observado que la temperatura de la hoja influye en la conductancia del estoma (Garnet *et al.*, 2005). En la mayoría de las plantas enraizadas emergentes, la liberación del gas ocurre por la hoja, pero en algunos géneros como *Pontederia cordata* y *Sagittaria lancifolia*, se ha observado que el lugar de liberación de gas es el pecíolo y no la hoja, principalmente en la parte inferior del pecíolo cerca de la línea de flotación o del nivel del agua (Harden y Chanton, 1994). En este mismo sentido, el transporte convectivo, es decir, el transporte de masas de gas por gradientes de presión, ha sido demostrado en varios géneros como: *Nuphar*, *Nymphaea*, *Nelumbo*, *Typha*, y *Phragmites* (Arkebauer *et al.*, 2001). Los cambios de presión de la atmósfera y de la hoja de las plantas, regulan la tasa de difusión del gas, por lo tanto, pueden explicar la mayor parte de la variación diurna en el flujo de gas (Constable y Longstreth, 1994; Arkebauer *et al.*, 2001), la intensidad de extracción de gas por las plantas depende también de la estructura, porosidad, densidad de las raíces, y de la resistencia interna al flujo de gas (Sorrell *et al.*, 2000). En contraste, se ha observado que algunas malezas emergentes pueden oxidar el metano en la rizosfera por el transporte de oxígeno vía aerénquima y reducir la transferencia a la atmósfera (Altor y Mitsch, 2005; Inubushi *et al.*, 2001).

1.8 Concentraciones de GEI en la atmósfera

La composición de los gases en la atmósfera es producto de procesos dinámicos, que han presentado cambios en el pasado y los tienen en el presente. Se estima que los niveles actuales de CO₂ en la atmósfera fluctúan entre 300 y 350 mg m⁻³ con variaciones temporales por influencia de la vegetación, la humedad del suelo y de la atmósfera. Los valores preindustriales se estiman en 280 mg m⁻³ (Bolin, 1972; Manabe y Wheterald, 1986; Post *et al.*, 1990), lo que sustenta la hipótesis del enriquecimiento de la atmósfera con CO₂, en la época postindustrial. El metano presenta un promedio global atmosférico de 1.73 mg m⁻³, mientras que los valores preindustriales, indicaban valores de 0.7 mg m⁻³ (Wuebbles y Hayhoe, 2000). Los valores de CH₄ en zonas tropicales varían de entre 1.643 y 1.830 mg m⁻³ (Zimmerman *et al.*, 1988). Existen varias hipótesis sobre las variaciones temporales del CH₄, entre las que se incluyen las erupciones volcánicas, el efecto meteorológico de *El niño*, entre otros (Baird, 1999; Wuebbles y Hayhoe, 2000; Dubey, 2005).

1.9. Variables edáficas y ambientales que influyen en la emisión de gases a la atmósfera en humedales

1.9.1 Humedad del suelo

Cuando el suelo comienza su saturación desplaza al aire contenido en el espacio poroso, se reduce el oxígeno disponible causando condiciones de anoxia (Mitsch y Gosselink, 2000), y la difusión del O₂ se reduce en unas 10,000 veces, siendo insuficiente para mantener una respiración aeróbica (Richardson y Brinson, 2001). La anoxia del suelo dependerá de la densidad, continuidad, forma y tortuosidad de los poros, los cuales pueden no saturarse completamente formando micronichos aeróbicos, que dependerán del tiempo que dure la inundación (Warrick, 2002). La baja solubilidad del metano en agua disminuye su transporte por difusión, lo que ocasiona que alcance a ser oxidado en las capas superficiales de los suelos saturados (Neue *et al.*, 1997; Flessa *et al.*, 2006). Si bien se reconoce la importancia de la saturación del agua en el suelo como reguladora de los procesos anaeróbicos, existen datos contrastantes al respecto, y dejan duda de que la saturación sea la variable dominante (Parmentier *et al.*, 2008).

1.9.2 Radiación solar

Desde hace varias décadas se conoce que la luz influye en la absorción o asimilación de CO₂, siendo mayor cuando se incrementa la intensidad y viceversa (Miller, 1967). La luz y su intensidad participan en el aporte de los ATP (adenosin tri-fosfato) necesarios para fijar el CO₂, además de que regula diversas enzimas fotosintéticas en los cloroplastos (Salisbury y Ross, 1994)

1.9.3 Efecto de la vegetación

La dominancia de las especies vegetales influye en la tasa de formación de GEI en los suelos debido a que se ha observado que algunas especies extraen O₂ de manera importante para mantener la presión interna causando un ambiente más anóxico (Sharma *et al.*, 2008). La alta densidad de población de plantas emergentes incrementa la emisión de CH₄ (DosSantos *et al.*, 2004). La vegetación macrófita emergente modifica la cantidad de metano del suelo, debido a que puede favorecer la extracción de gas por el aerénquima (Altor y Mitsch, 2005), influyendo la diversidad de especies y sus cambios fenológicos que modifican la disponibilidad de O₂ en la zona radicular, lo que sugiere que las poblaciones de bacterias metanófilas está regulada por la variación fenológica de la planta (King, 1994). La cantidad de metano que se encuentra en los poros del suelo, varía con el tipo de vegetación emergente (Dos Santos *et al.*, 2004).

1.9.4 Temperatura

Se reconoce que la temperatura del suelo es un factor de suma importancia en la descomposición de la materia orgánica del suelo y en los flujos de GEI. Cuando la temperatura del suelo incrementa por arriba de los 35 °C, la tasa de descomposición de la materia orgánica se incrementa (Neue *et al.*, 1997), lo que sugiere que suelos de zonas climáticas cálidas, presentan tasas de transformación de materia orgánica mayores que bajo temperaturas templadas y frías (Kätterer *et al.*, 1998). La literatura menciona que la

temperatura es uno de los principales mecanismos que regulan la descomposición de la materia orgánica y por ende, la emisión de carbono a la atmósfera; sin embargo, una revisión más amplia de la literatura, reporta datos contradictorios al respecto, por lo cual no hay claridad en que el incremento de la temperatura sea un factor que controle la descomposición de la materia orgánica y que pueda relacionarse directamente con el incremento de temperatura global (Conant *et al.*, 2011).

1.9.5 Materia orgánica del suelo

La materia orgánica del suelo es la suma total de todas las formas orgánicas en el mismo. Usualmente, se subdivide en sustancias húmicas y no húmicas. Las sustancias húmicas son una mezcla compleja de macromoléculas orgánicas y son la porción relativamente estable de la materia orgánica. Las sustancias no húmicas, son aquellas que aún tienen características químicas reconocibles como aminoácidos, carbohidratos, ácidos grasos, pigmentos, proteínas, resinas y ceras. La materia orgánica se acumula si el material orgánico es alto y la descomposición no es adecuada (Collins y Kuehl, 2001), adicionalmente cuando los suelos se encuentran completamente inundados o el oxígeno es parcialmente desplazado, y las condiciones del suelo se vuelven anóxicas, disminuye la tasa de descomposición los microorganismos siendo poco eficientes para descomponer la materia orgánica causando su acumulación (Craft, 2001). Los humedales son un gran reservorio de materia orgánica por la baja capacidad de descomposición de materia orgánica, mientras no reciban oxígeno, de otra manera funcionan como suelos aerobios con altas tasas de descomposición y emisión de GEI (Neue *et al.*, 1997; Torres *et al.*, 2005). La descomposición de la materia orgánica en suelos inundados ocurre por dos vías: fermentación y respiración anaerobia (desnitrificación, reducción de nitritos, sulfatoreducción, metanogénesis) (Neue *et al.*, 1997). Las condiciones ideales para que ocurra la mineralización en suelos inundados son: nivel del agua somero, temperatura del suelo entre 30-35 °C, pH neutro, entre otros (Neue *et al.*, 1997). La resistencia a la descomposición y mineralización es explicada parcialmente por la aromaticidad de la materia orgánica, así como su contenido y tipo de arcilla que provee de protección o los sesquióxidos presentes en el suelo, la cantidad de lignina inicial y la relación C/N de la materia orgánica (Zech *et al.*, 1997), por otro lado se ha encontrado que los microorganismos reductores del hierro, pueden oxidar varios compuestos aromáticos, principalmente lignina, utilizando el Fe (III) como aceptor de electrones (Loneragan y Lovley, 1991).

Una de las formas más dinámicas y móviles de la materia orgánica del suelo es el carbono orgánico disuelto (DOC), por lo que representa una de las formas más comunes de pérdida en sistemas acuáticos (Zech *et al.*, 1997). Lo anterior puede sugerir gran cantidad de carbono en esta forma, en suelos hidromórficos. Existe una fuerte relación entre el DOC y el nivel del agua; sugiriéndose que cuando el nivel de inundación es somero, la cantidad de DOC se incrementa, mientras que cuando el nivel es profundo no se observa una relación (Briggs *et al.*, 1993).

Otras fuentes no biológicas en la descomposición de la materia orgánica, y que representan una fuente importante de CO₂ y CH₄ a la atmósfera, son los incendios (combustión de biomasa vegetal), se ha estimado un retorno de C a la atmósfera de 3940 Tg C año⁻¹ del cual el 90 % es en forma de CO₂ (González-Pérez *et al.*, 2004).

Estimaciones sobre almacenes de carbono en suelos se han realizado con mayor intensidad desde hace varias décadas, con resultados muy contrastantes, dando variaciones que van desde 1375 – 3000 × 10¹⁵ g C (Bouwman, 1989). La mayor cantidad de carbono del suelo se encuentra en la materia orgánica, proporcionando azúcares a los microorganismos, los carbohidratos comprenden entre el 5 al 25 % de la materia orgánica (Torres *et al.*, 2005). Los niveles de materia orgánica son sensibles a cambios de la temperatura, pluviosidad y concentraciones de CO₂ siendo ambos indicadores y contribuyentes del cambio climático (Swift, 1996).

1.9.6 Concentración de gas en la atmósfera

La cantidad de CO₂ atmosférico influye en su asimilación, teniendo mayor asimilación cuando la concentración se incrementa (Salisbury y Ross, 1994); de lo anterior se deriva que la asimilación fluctúa en el tiempo. La velocidad con la que se emite el CH₄ a la atmósfera depende de la concentración del mismo en el aire atmosférico siendo mayor cuando la concentración es baja y viceversa (Arkebauer *et al.*, 2001).

1.9.7 Potencial redox y pH

Una característica de los suelos, es la relación que guardan con los elementos químicos, en suelos aireados, los elementos se encuentran en estado oxidado, mientras que en aquellos que se encuentran restringidos de aire, los elementos se encuentran en estado reducido (Brady y Weil, 1999). La intensidad de la oxidación y de la reducción se relaciona con la actividad biológica de los suelos inundados, y el pH es indicador del ambiente donde ocurren los procesos biogeoquímicos. Los valores del potencial redox (mV) normalmente se relacionan con el potencial requerido para reducir elementos oxidados presentes en el suelo (Patrick *et al.*, 1996). De manera general cuando el suelo se satura de agua inician en el siguiente orden los procesos reductivos del O₂, nitrato, manganeso, hierro y seguido de la reducción de los sulfatos para finalmente iniciar la metanogénesis (Mitsch y Gooselink, 2000). Se ha observado, que las tasas más altas de emisión de gas metano ocurren a un pH de 6.5 y con un potencial redox predominantemente oxidativo (Delaune *et al.*, 1981). La metanogénesis es ideal cuando el pH se encuentra cercano a la neutralidad (LeMer y Roger, 2001). El potencial redox es difícil de medir en campo causando artificios en la medición, por lo que es necesario la medición durante varios años para obtener lecturas correctas (Kölling, 1996). El comportamiento entre un suelo orgánico y mineral es muy diferente en el potencial redox (Patrick *et al.*, 1996), y se presenta una alta variabilidad principalmente en la rizosfera (Sudhalakshmi *et al.*, 2007).

1.10 Flujo de gases en lagos

Los modelos de emisión de CH₄ normalmente no toman en cuenta la ebullición y solamente simulan la emisión vía difusión, lo que tiende a subestimar el metano. En estos *hot spots* se observan pulsos de diferente magnitud con erupciones violentas que frecuentemente quedan fuera de las mediciones con cámaras estáticas y dinámicas Walter *et al.* (2007).

La ebullición puede ser más importante en latitudes meridionales, que en el Ártico, debido a que la temperatura del sedimento puede acelerar la metanogénesis, haciendo al metano menos soluble y formando burbujas más evidentes. Los permafrost del norte tienen 950 Gt y puede subir a más del doble la cantidad de CO₂ atmosférico si éste es oxidado aeróbicamente. Se ha observado que en lagos cubiertos por hielo todo el año, seguido de aquellos donde existe menos mezcla de agua y aire, presentando los valores más bajos aquellos donde presentan relativa calma causando estratificación. Se demostró que la producción de metano en los sedimentos de los lagos funciona en pequeños micronichos de microorganismos metanogénicos (Ellis-Evans, 1984). De lo anterior se deriva la necesidad de estudiar con mayor profundidad humedales de cuerpo de agua meridionales donde la información es escasa.

1.11 Modelos de predicción de GEI en suelos hidromórficos

Diferentes modelos de tipo empírico y mecanístico han sido propuestos para los GEI. Los modelos determinísticos basados en los procesos de los flujos de gases suelen dar resultados para eventos individuales donde se conocen las variables que intervienen en ese sitio, por lo que resulta difícil el uso y extrapolación de este tipo de modelos (Batjes y Bridges, 1992). El IPCC (2006) propuso una ecuación general para emisión de gases en zonas de humedales con la finalidad de hacer comparables los resultados en diferentes sitios, el modelo es de tipo empírico.

En cultivos de arroz se han utilizado principalmente modelos biogeoquímicos que simulan la desnitrificación-descomposición, y pueden ser enfocados a la fase aerobia o anaerobia (Li *et al.*, 2004). Algunos modelos han sido utilizados para conocer el efecto del uso de fertilizantes, y se ha encontrado que el manejo del nitrógeno puede ser la clave para mitigar la emisión de GEI (Robertson y Grace, 2004). Los resultados sugieren que: (1) los mismos escenarios de manejo producen diferentes consecuencias sobre el calentamiento dado por las condiciones climáticas contrastantes, y (2) que los flujos de metano y de óxido nitroso juegan un papel no perceptible en la mitigación del calentamiento en comparación con el secuestro de carbono (Li *et al.*, 2004).

Por otra parte el uso de un modelo para extrapolar espacialmente resulta difícil debido a que es necesario delimitar los humedales, y la manera más adecuada es mediante la descripción de perfiles de suelo a 50 cm. Algunas alternativas se han propuesto para delimitar humedales basados en la hidrología y la geomorfología (Hurt y Carlisle, 2001; Richardson y Brinson, 2001). Hendriks *et al.*, (2007) estudiaron en

suelos de turba el Potencial de Calentamiento Global (GWP's) por las emisiones de CO₂, CH₄ y N₂O, y encontraron que las emisiones de CH₄ de suelos saturados de agua fueron altas comparadas con suelos secos.

En respuesta a la necesidad de generar mayor información respecto a la función de los suelos como sumideros o emisores de carbono y su contribución a la concentración de Gases de Efecto Invernadero (GEI) en la atmósfera, en el presente trabajo se realizó un balance del CO₂ y CH₄ en los humedales del lago de Pátzcuaro. La información en la literatura es escasa respecto a los flujos de carbono en lagos tropicales de altura como el estudiado en este trabajo, por lo anterior resulta relevante el estudio.

1.12 Preguntas de investigación

¿Los suelos de humedal del lago de Pátzcuaro contribuyen al enriquecimiento de GEI de la atmósfera o por el contrario funcionan como sumideros de carbono?

¿Los flujos de carbono en los humedales son similares bajo diferentes condiciones edáficas y de manejo?

1.13 Hipótesis de trabajo

Los suelos de la ribera del lago de Pátzcuaro pueden ser emisores o sumideros de Gases de Efecto Invernadero (GEI) como una función del tiempo a través del año incrementando o disminuyendo los flujos.

Las zonas más saturadas de humedad funcionarán como emisores de CH₄ por las condiciones de saturación del suelo y las menos saturadas serán emisores de CO₂.

1.14 Objetivos

1.15 Objetivo general

Conocer la dinámica del flujo de gases de efecto invernadero (bióxido de carbono y metano) en dos suelos hidromórficos de la ribera del lago de Pátzcuaro Michoacán, México, durante un ciclo anual.

Objetivos particulares.

1. Determinar si los humedales del lago de Pátzcuaro son emisores o reservorios de gases de efecto invernadero.
2. Cuantificar los flujos de gases en ambos suelos y estudiar los aportes individuales y la variabilidad anual del suelo, raíz, y parte aérea de la vegetación.

1.16 Contribuciones del trabajo de investigación

Las contribuciones y fortalezas de la presente investigación están en los siguientes aspectos:

- 1) El estudio se realiza en un lago intermontano de la zona neotropical, donde se presenta una temporalidad de humedad bien definidos, lo que otorga condiciones al suelo de estadios diferenciales de humedad y temperatura, a diferencia de otros ecosistemas que están inundados permanentemente o congelados.
- 2) Se generó información valiosa en humedales lacustres donde se presenta un fuerte impacto debido a la actividad antrópica; como es la ganadería, la erosión y la extracción de la vegetación acuática emergente.
- 3) Se conoció si los humedales del lago de Pátzcuaro funcionan como emisores, almacenes o son neutros en el flujo de gases de efecto invernadero.
- 4) Los suelos son preferentemente minerales (< 11 % M. O), de tipo Gleysol y Fluvisol, sobre los cuales no existe una información suficiente para establecer generalidades de funcionamiento de estos sistemas.
- 5) La difusión del gas en el suelo depende de factores particulares diferentes a los que ocurren en suelos orgánicos, por lo anterior los resultados aportarán información al conocimiento de estos procesos.
- 6) Las tendencias de los flujos relacionadas con un incremento de la temperatura por un lado, y por el otro la disminución de la humedad del suelo, permitirán generar información para sentar las bases de un primer modelo predictivo para el lago de Pátzcuaro.
- 7) Por las pruebas de validación en la toma y medición de los gases es posible tener un valor de certidumbre de la información presentada dentro de los propios límites de la metodología.

1.17 Materiales y métodos generales

1.17.1 Descripción del área de estudio.

El lago de Pátzcuaro se encuentra ubicado en el estado de Michoacán, es el tercero más grande en extensión en el estado. Morfológicamente presenta una forma de “C” alargada en sentido noreste-suroeste, con una longitud máxima de 19.75 kilómetros y una extensión de 13,000 ha, tiene dos ensanchamientos; uno en la parte norte, denominado seno de Quiroga con 10 km de longitud en su eje noreste-suroeste y otro del lado sur que abarca los senos de Ihuatzio y Erongarícuaro. En los últimos 30 años la morfología y tamaño del lago se han modificado. El espejo de agua se encuentra a una altitud de 2035 msnm.

El primer humedal de estudio se ubica en la ribera de Ichupio municipio de Tzintzuntzan, con coordenadas 19° 38' 22.6'' N y 101° 35' 34.3'' O a una altitud de 2040 msnm, restringido al pastoreo de ganado. El segundo sitio se ubica en el humedal de Jarácuaro municipio de Erongarícuaro, con coordenadas 19° 34' 00'' N y 101° 41' 17.1'' O con altitud de 2040 msnm con libre pastoreo del ganado (Figura 1.1).

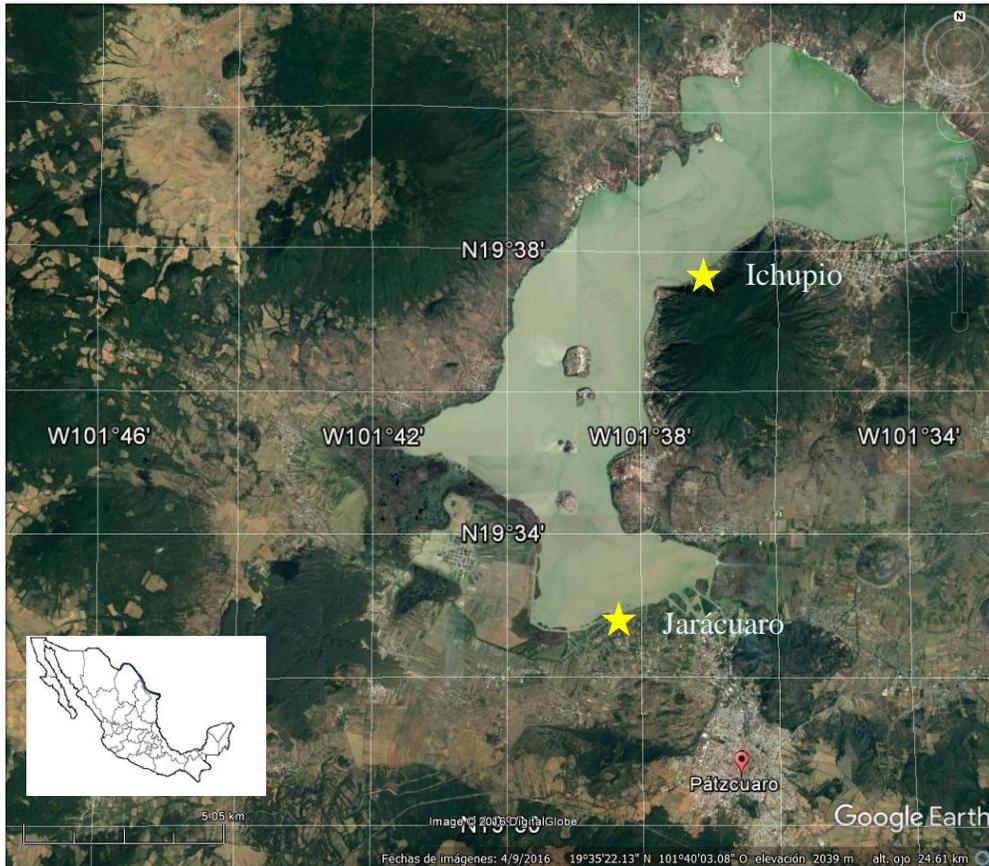


Figura 1.1. Localización de los humedales estudiados en el Lago de Pátzcuaro, Google earth 2017.

1.17.2 Régimen climático de la zona lacustre

El clima zonal de acuerdo con las modificaciones de García (1988), es templado subhúmedo con lluvias en verano, distribuidas de junio a septiembre, con una precipitación total anual de 880 mm, temperatura media anual de 16.8 °C, el mes más cálido es junio, la clave climática es C (w²)(w)b(e)g (Figura 1.2).

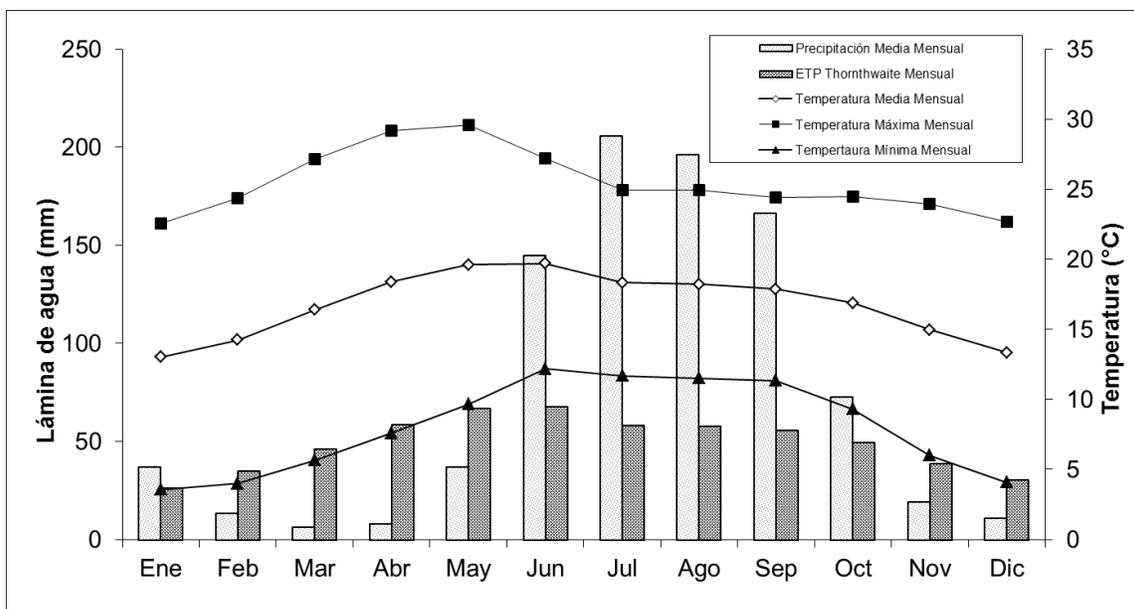


Figura 1.2. Climograma para la estación del lago de Pátzcuaro para 29 años de registros.

El lago de Pátzcuaro se localiza en el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT), en esta región se reportan más de 1000 conos volcánicos. Es una cuenca de tipo endorreica de origen tecto-volcánico, dominada por derrames de lavas basálticas y andesíticas (Garduño-Monroy *et al.*, 2009). El lago se clasifica por su origen como volcánico, el cual se generó durante el periodo Pliocuaternario dominando los volcanes monogenéticos de composición química calcoalcalina. Estos eventos volcánicos probablemente separaron un antiguo río que alimentaba a Cuitzeo, formando el actual lago de Pátzcuaro (Israde-Alcántara, 1999). El suelo se ha formado sobre una secuencia de sedimentos y depósitos de ceniza volcánica del Cuaternario: Holoceno y Pleistoceno sobre el graben de Pátzcuaro que conforma una gran planicie aluvial (Israde-Alcántara *et al.*, 2005; Garduño-Monroy *et al.*, 2009).

Los suelos dominantes en la ribera del lago de Pátzcuaro son Gleysoles (INEGI, 1983). Los suelos como consecuencia de la geología y variación altitudinal; son dominados por Andosoles en zonas altas y Luvisoles preferentemente en laderas de cerro (Gómez-Tagle, 1994).

1.17.3 Vegetación de los humedales

La vegetación acuática del lago de Pátzcuaro presenta una riqueza considerada como muy alta, comparada con otros cuerpos acuáticos de México, se encuentran 32 géneros y 48 especies pertenecientes a 22 familias (Lot y Novelo, 1988). Los grupos de la vegetación acuática se agrupan en hidrófitas enraizadas emergentes, hidrófitas arraigadas sumergidas y de hojas flotantes, las de hábitos libres sumergidos y las de hábitos flotantes. Otro grupo de plantas se agrupan en las arraigadas a sustratos flotantes (García, 1990; Bonilla-Barbosa, 2007).

1.17.4 Humedal de Jarácuaro

La vegetación encontrada se presenta dominada por *Typha domingensis* y *T. latifolia*, en menor proporción *Cyperus niger*, *Cyperus semiochaceus* y otras especies con escasa presencia como *Echinochloa crus-pavonis*, *Eleocharis montevidensis*, *Polygonum punctatum*, *Polygonum monspeliensis*, *Scirpus californicus*, *Scirpus validus*, (Figura 1.3).

1.17.5 Humedal de Ichupio

En este sitio se localizaron las especies de *Typha domingensis*, *T. latifolia*, seguidas de *Cyperus niger*, *Cyperus semiochaceus* y otras especies como *Echinochloa crus-pavonis*, *Eleocharis montevidensis*, *Polygonum punctatum*, *P. monspeliensis*, *Scirpus californicus*, *S. validus*, (Figura 1.4). Las especies vegetales fueron identificadas en el laboratorio de Biología Acuática de la UMSNH.

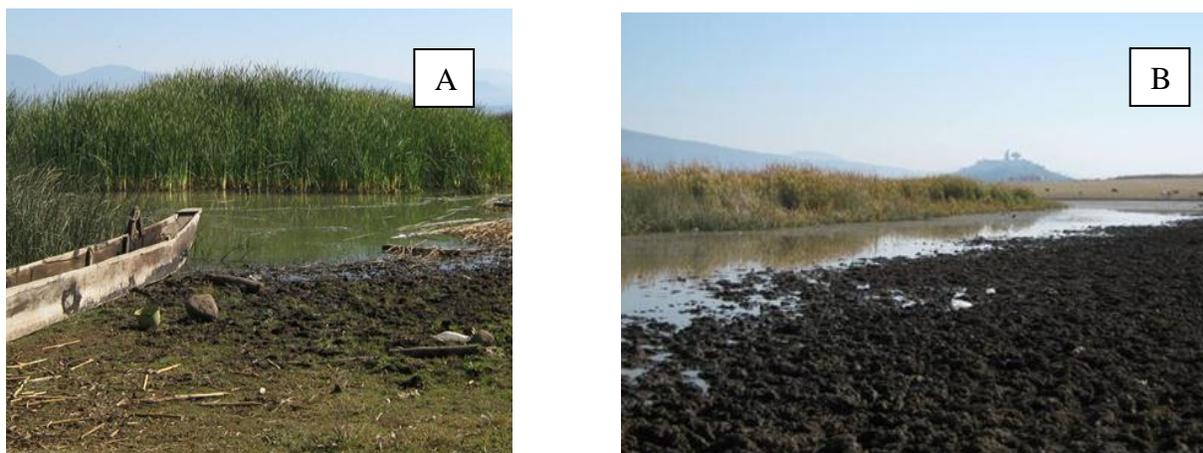


Figura 1.3. Humedal de Ichupio (A); Humedal de Jarácuaro (B).

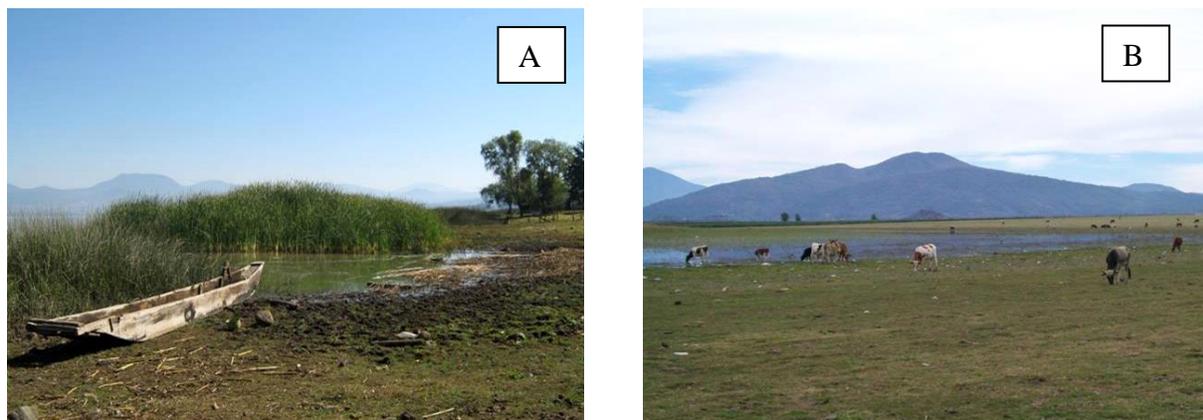


Figura 1.4. Vista de la vegetación en los humedales de Ichupio (A), y de Jarácuaro (B).

1.18 Análisis espacial del lago de Pátzcuaro

Se analizaron los cambios en el área ocupada por el cuerpo de agua como un indicador de los cambios sufridos en el entorno circundante de su cuenca. Para ello se colectaron imágenes satelitales para el periodo de 1972 a 2014 y se estudiaron mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG) (Capítulo II).

1.19 Muestreo de campo

1.19.1 Colecta de muestras de suelo en campo

Se colectaron muestras de suelo en los sitios de estudio a profundidades de 0-5, 5-20 y 20-40 cm, un grupo de muestras correspondientes a tres momentos en el tiempo fueron secados al aire y tamizados en malla de 2 mm para los análisis enunciados a continuación. Otro muestreo consistió en la descripción y análisis de dos perfiles de suelo, en los humedales (su descripción se presenta en el capítulo III):

1.19.2 Análisis físicos de laboratorio

- Textura, medida con pipeta. La materia previamente fue destruida utilizando peróxido de hidrógeno. La dispersión de partículas se realizó utilizando hexametáfosfato de sodio (Gee y Bauder, 1986).
- Densidad aparente del suelo por el método del cilindro (Blake y Hartge, 1986).
- Densidad de partículas por el método del picnómetro (Blake y Hartge, 1986).
- Porosidad total del suelo (Danielson y Sutherland, 1986).

1.19.3 Análisis químicos de laboratorio

- Materia orgánica por Walkley y Black (Nelson y Sommers, 1996), pH, CE.

1.19.4 Humedad y temperatura del suelo

En cada campaña de colecta de gases se tomaron muestras de suelo para determinar la humedad volumétrica por pérdida de peso (m^3m^{-3}) y la temperatura a profundidades de 5, 10, 20, 30, 40 y 50 cm. Adicionalmente en el sitio de Ichupio se instalaron tres sensores para medir durante el ciclo anual, la conductividad eléctrica (dSm^{-1}), temperatura del suelo ($^{\circ}C$) y la humedad a 10, 30 y 50 cm (sensores ECHO5 *Decagon Devices*®). La temperatura del suelo fue medida con un termómetro de campo para cada profundidad del suelo.

1.19.5 Variables ambientales en campo

- Se midió la presión barométrica (kPa) al momento de la colecta de los gases, con barómetro de mano.
- La velocidad del viento ($m\ s^{-1}$) y la temperatura del aire ($^{\circ}C$) se midieron al momento de la colecta con un equipo multiparamétrico manual, *Sper Scientific*.

- La intensidad de la luz ($W m^{-2}$) se midió a intervalos de 60 minutos durante el periodo de estudio con un sensor de radiación solar (PAR) de *Decagon Devices*®, conectado a un *datalogger*.

1.20 Colecta de muestras de gas *in situ*

Tres tipos de micrositios fueron considerados para la colecta de los gases: 1) micrositios para conocer los flujos del sistema que incluyen suelo-vegetación-raíces; 2) micrositios que incluyen suelo-raíz y, 3) suelo libre de plantas y raíces (solo en Ichupio).

Para el primer tipo de micrositios se usaron cámaras oscuras (respiración) y transparentes (asimilación). Para el segundo y tercer tipo se utilizaron solamente cámaras oscuras. Las cámaras se colocaron sobre el suelo (2.5 cm dentro del suelo).

La colecta del gas se efectuó en los siguientes intervalos de tiempo: 0, 10, 20 y 30 min para cámaras oscuras, para cámaras transparentes solamente fue de 10 min. Los gases colectados en el campo se tomaron en frascos viales de 20 mL, nuevos, sellados con una septa y casquillo. Se tomó una alícuota de gas del espacio vacío de la cámara pinchando la septa colocada en la parte superior de la cámara con aguja de dos vias durante un minuto. La descripción detallada de la metodología se explica en el capítulo V.

1.21 Colección de gases atmosféricos

Se colectaron muestras de gas de la atmósfera en diferentes momentos para conocer la concentración de los gases en la atmósfera y para poder relacionar los flujos de gas con la concentración existente en el ambiente (Capítulo VI).

1.22 Perfiles de concentración de gases en el suelo (*in situ*)

Los perfiles de emisión de CH_4 y CO_2 se realizaron utilizando tubos de CPVC (Cloruro de polivinilo clorado) de 1.0 cm de diámetro sellados en la parte superior con una septa, los tubos PVC se colocaron a profundidades de 10, 20, 30, 40 y 50 cm. El espacio libre entre la superficie del suelo y la altura del tubo fue de 30 cm. La colecta de gases se realizó en cada campaña de muestreo para un solo tiempo durante un minuto. Una descripción detallada de la metodología se presenta en el capítulo VII.

1.23 Métodos para determinación de GEI

Se han utilizado diferentes métodos para medir los GEI en humedales o suelos hidromórficos, que van desde el uso de núcleos de suelo incubados en laboratorio, con suelo alterado y en algunos casos el metano y bióxido de carbono intersticial del suelo utilizando jeringas para su extracción. Sin embargo, estos métodos aportan lecturas puntuales y estáticas del momento en que se colecta la muestra. Pero

posiblemente el método más utilizado sea el uso de cámaras herméticas que permiten medir los flujos de gas.

1.23.1 Cámaras herméticas

Las cámaras herméticas han sido ampliamente utilizadas para estimar los flujos de gas entre la superficie del suelo y la atmósfera, dos tipos de cámara han sido utilizadas; estáticas y dinámicas, en las primeras, se colecta la muestra y posteriormente se mide la concentración de gas en laboratorio, en las segundas, generalmente se presentan acopladas a un analizador y se pueden obtener los datos inmediatamente. Estudios con ambos tipos de cámaras sugiere que pueden presentarse sobrestimaciones o subestimaciones comparado con los resultados teóricos esperados (Nay *et al.*, 1994). Para el presente estudio, las cámaras utilizadas fueron, estáticas cerradas herméticamente. Las cámaras se instalaron 15 días antes de la primera medición de gases para permitir su estabilización. Los marcos que soportan las cámaras se dejaron permanentemente en el suelo. Se utilizaron dos tipos; obscuras construidas de acero inoxidable y transparentes construidas de acrílico similares a las descritas por Parashar *et al.* (1999) libres de ventiladores o bombas internas o externas para mezclado del aire (Dutta y Gokhale, 2017).

Las obscuras se utilizaron para la medición de los flujos de los compartimientos del suelo, suelo y raíz y, la interacción del ecosistema (suelo + raíces + planta) en la fase obscura. Las cámaras transparentes, se usaron para la medir la interacción de la respiración y fotosíntesis (suelo + raíces + plantas) en la fase con luz. Las cámaras obscuras fueron de dos formas; rectangulares y circulares; las primeras construidas de material reflejante en acero inoxidable con base de 157.08 cm² y altura de 30 cm y sirvieron para medir la respiración del suelo solo y, suelo y raíces. Las rectangulares con dimensiones de 40 x 30 cm (1200 cm²) y altura de 1.5 m para suelo, raíces y vegetación; la altura efectiva al interior de la cámara fue variable en función del tirante de agua; por lo anterior, el volumen útil de la cámara fue calculada en cada medición de gases. Las cámaras transparentes fueron construidas de acrílico (transparencia de 90 %) y se consideran no reactivas con el CO₂ (Dutta y Gokhale, 2017). Si bien, todos los métodos son válidos, pero el problema salta a la vista cuando se trata de comparar entre investigaciones o sitios independientes. Sin embargo, estas fuentes de error, pueden minimizarse mediante pruebas preliminares en cada sitio para escoger las cámaras adecuadas y determinar el mejor análisis de los datos (Davidson *et al.*, 2002), y la posibilidad de minimizar los errores instrumentales utilizando técnicas numéricas y gráficas con base en la teoría del transporte de gas (Venterea, 2010) o modelos estadísticos (Parkin *et al.*, 2012).

1.24 Análisis de la información

1.24.1 Cálculos para corregir lecturas de los gases

Para calcular las emisiones del CO₂, y CH₄ se usó la dinámica de las concentraciones de los gases dentro de la cámara (Ecuaciones 1.3 a 1.5). La concentración de los gases en mg m⁻³ se convirtió a unidades de g m⁻³ mediante la fórmula de la ley del estado del gas ideal de Mendeleev-Klapeiron.

Ecuación 1.3

$$PV=RT*m/M$$

Dónde: P = la presión (kPa) V = el volumen (m³), R = la constante universal del gas (8.31441 J °K⁻¹ mol⁻¹), T = la temperatura (°K), m = la masa del componente (g), M = la masa molar del gas (g mol⁻¹):

$$M(\text{CO}_2) = 44 \text{ g mol}^{-1}$$

$$M(\text{CH}_4) = 16 \text{ g mol}^{-1}$$

De lo anterior podemos derivar la siguiente ecuación para calcular la concentración del compuesto en la fase gaseosa en g m⁻³ como sigue:

$$C = \frac{(P.X.M)}{(100.R.T)}$$

Ecuación 1.4

Donde, C = la concentración del componente en la fase de gas (g m⁻³), X = a la concentración del componente en la fase de gas (% o mg m⁻³), P, X y T ya han sido definidos.

$$C(\text{CO}_2) = 0.005292 * P * X / T$$

$$C(\text{CH}_4) = 0.001924 * P * X / T$$

Finalmente, para calcular la emisión de gas en una cámara a partir de la presión que los gases ejercen sobre el recipiente, utilizamos la deducción cinética:

$$q = \frac{\Delta C}{\Delta t} \frac{V}{S}$$

Ecuación 1.5

Donde ΔC = al cambio en la concentración del gas al interior de la cámara (g m⁻³), Δt = al cambio en el tiempo (s), V = volumen del gas (m³), y S es el área de la cámara. ΔC/Δt puede ser interpretado como la velocidad de cambio en la concentración del gas al interior de la cámara.

Obteniendo la concentración de los gases (g m⁻³) en los diferentes intervalos de tiempo (0, 10, 20 y 30 min), se graficará para obtener la ecuación de la recta:

$$y = ax + b$$

Donde a = a la velocidad.

Substituyendo en la ecuación anterior y dado que ΔC/Δt = a obtenemos:

$$q = a * (V/S)$$

q = la emisión del gas (g m⁻² h⁻¹) o (g m⁻² d⁻¹).

Las muestras consideradas para el cálculo del flujo, fueron las que presentaron un ajuste lineal con un $r^2 \geq 0.85$.

1.3 Análisis estadístico de la información

El análisis de la información se basó principalmente en estadística no paramétrica, sin embargo, en los casos especiales se incluye estadística paramétrica descriptiva, solo con fines de comparación con la información reportada en la literatura. Lo anterior porque en estudios sobre flujos de gases, la información es reportada frecuentemente con valores promedio y el contraste estadístico entre ecosistemas se basa en ANOVA aunque en algunos casos puede causar fallas al diferenciar entre tratamientos (Kravchenko y Robertson, 2015). Transformar los datos para cumplir con los supuestos de un análisis estandarizado también podría causar conclusiones erróneas (Longford, 2001), por ello que es este estudio no se realizó transformación de los datos.

CAPÍTULO II

Evolución histórica de la pérdida de humedales del lago de Pátzcuaro, Michoacán, México

2.1 Introducción

Los humedales son ecosistemas transicionales entre los terrestres y los acuáticos. El sistema más ampliamente utilizado para clasificar los humedales, fue propuesto por Cowardin *et al.* (1979), y considera tres atributos; (1) vegetación predominante hidrófila, (2) suelos hídricos, y (3) el sustrato puede no ser suelo (material orgánico), pero es saturado de agua o el nivel del agua es somero todos los años. De acuerdo con la Convención de Ramsar, a nivel global se calcula que la extensión mundial de los humedales disminuyó entre 64 y 71 % en el siglo veinte (Gardner *et al.*, 2015). En el caso de México, estimaciones recientes, sugieren que han desaparecido alrededor del 62 % de sus humedales (Landgrave y Moreno-Casasola, 2012).

El monitoreo de humedales ribereños de las costas de los lagos, puede proveer de información valiosa para la investigación ecológica y el desarrollo de estrategias de conservación y mitigación ambiental de los cuerpos de agua (Frazier y Page, 2000; Rundquist *et al.*, 2001; De Roeck, 2008); adicionalmente, los lagos pequeños, son considerados como centinelas de los cambios globales por su alta sensibilidad a los cambios ambientales (Adrian *et al.*, 2009), y son sistemas integradores entre los cambios que ocurren en los sistemas terrestres circundantes (Williamson *et al.*, 2008).

La Percepción Remota y los Sistemas de Información Geográfica (SIG) son herramientas poderosas para el monitoreo de los ecosistemas. Se ha documentado que el uso de imágenes *Landsat*, presentan resultados aceptables para delimitar humedales y cuerpos de agua continentales (De Roeck, 2008; Brown y Young, 2009); Sin embargo, uno de los problemas más frecuentes con los que se enfrenta la investigación en este ámbito, son los propios criterios de la percepción remota para su delimitación (Bagli y Soille, 2004; Brown y Young, 2009; Rundquist *et al.*, 2001; Teferi *et al.*, 2010). Actualmente existe una diversidad de sistemas de clasificación de humedales, lo que abona en la variación de los criterios de delimitación de los cuerpos de agua (Cowardin, *et al.*, 1979; Mitsch y Gosselink, 2000; Mitra *et al.*, 2005; IPCC, 2006). A pesar de que actualmente existen herramientas eficaces para extraer información satelital, requieren de modelos detallados y dispendiosos en tiempo, principalmente para estudios de series de tiempo. Para solventar lo anterior se han propuesto técnicas de reconocimiento de patrones espaciales y concepción de imágenes correspondientes con la percepción humana (Ardila *et al.*, 2005; Dahl y Bergeson, 2009; Blaschke, 2010; Estrada *et al.*, 2013; Fickas *et al.*, 2016). Cao *et al.* (2007), reportan que el mapeo de humedales con técnicas de digitalización basadas en objetos, presentan valores razonables de precisión de 92.3 % con respecto a las técnicas automatizadas, 73.6 %, con base en el valor de concordancia de Kappa.

En el Centro de México existen lagos intermontanos de formación tectó-volcánica de gran importancia ecosistémica. Entre ellos, se encuentran la laguna de Chapala, la de Cuitzeo y el lago de Pátzcuaro, entre otros de menor magnitud. Pátzcuaro es el tercer lago más grande de Michoacán. Diversos estudios han manifestado cambios en el tamaño del espejo de agua y en su profundidad, tanto actuales como para periodos geológicos pasados relacionados con la propia evolución del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT) (Israde-Alcántara *et al.*, 2005; Garduño-Monroy *et al.*, 2009).

Estudios previos sugieren sensibilidad del lago de Pátzcuaro al cambio regional del clima (Gómez-Tagle *et al.*, 2002) y se han documentado los efectos negativos que han tenido las actividades humanas sobre el lago, desde periodos precolombinos a la actualidad y que han contribuido a la sedimentación del lago y la disminución significativa del espejo de agua (Chacón *et al.*, 1989; Chacón *et al.*, 1992; Gómez-Tagle, 1994; Gómez-Tagle *et al.*, 2002; Fisher *et al.*, 2003). Por lo anterior, resulta indispensable el seguimiento periódico de los cambios ocurridos en el lago de Pátzcuaro, que provean información y tendencias futuras. El objetivo del presente capítulo fue analizar una serie de tiempo de imágenes satelitales (1972-2014), para conocer si se presenta una pérdida sostenida de los humedales ribereños del lago de Pátzcuaro y su relación con el ambiente circundante de la cuenca de captación.

2.2 Materiales y métodos

2.2.1 Delimitación del lago de Pátzcuaro

2.2.1.1 Colección de datos satelitales

La delimitación del lago fue realizada para el presente estudio, sobre imágenes de satélite tipo *landsat* y Aster, con un total de 26 imágenes. Para las imágenes *landsat*, se colectaron un total de 23 imágenes. Las imágenes adquiridas corresponden a los tipos *Multispectral Scanner* (MSS) con resolución de 60 metros (1972 a 1981); *Tematic Mapper* (TM) con resolución de 30 metros (1982 a 1998) y *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) con resolución de 30 metros de 1999 a 2009, así como tres imágenes ASTER para 2008, 2010 y 2014. Los años correspondientes a los años de 1974 a 1978, 1983 a 1985, 1987 y 1988, 2005 a 2007 y 2009 no tuvieron calidad suficiente para los propósitos de la investigación. La colección de imágenes fue obtenida del Centro de Observación y Ciencia de los Recursos de la Tierra (EROS) mediante la interfase: Glovis, por sus siglas en inglés (*Global Visualization Viewer* (<http://glovis.usgs.gov/>)). Las imágenes satelitales seleccionadas contemplaron los siguientes criterios; primero, que correspondieran a la época seca (enero-abril), y segundo que estuvieran libres de nubosidad sobre el área de estudio, ausencia de ruidos y fallas de los sensores.

Las imágenes cuentan con una ortocorrección de primer nivel L1T (*Standar Terrain Correction, level 1T*) que considera como base, un Modelo Digital del Terreno (DTM), generado a partir de bancos de nivel sobre la Tierra. Las imágenes contemplan el sistema WRS por sus siglas en inglés (*World Reference*

System); en este sistema, el centro de la imagen se designa por una columna y una fila (columna 28 y fila 48). Mayores detalles pueden consultarse en (<https://landsat.usgs.gov/landsat-processing-details>) Las imágenes preferentemente corresponden a los periodos secos (febrero a abril), excepto en los casos donde no existió otra imagen disponible en la colección. El Sistema de Información Geográfica utilizado para el análisis de las imágenes satelitales fue ILWIS 3.2 *Open*.

2.2.2 Interpretación manual de ganancia o pérdida de humedales

2.2.2.1 Ensayos preliminares para la delimitación del lago

Para validar la corrección geométrica al nivel de *IT*, se superpusieron las imágenes a elementos fijos de las cartas topográficas elaboradas por el Instituto Nacional de Geografía e Informática (INEGI); los elementos fueron carreteras y cruces de las mismas, vías de ferrocarril, centros poblacionales, entre otros. Se obtuvo una correspondencia razonablemente aceptable para la zona de estudio, por lo que no se consideró realizar una corrección geométrica adicional.

2.2.2.2 Delimitación manual del lago

En el presente trabajo se realizó una delimitación manual del cuerpo de agua, con base en el método sugerido por el Servicio de Pesca y Vida Silvestre de Estados Unidos, en sus procedimientos técnicos para el monitoreo de humedales (Dahl y Bergeson, 2009; Fickas *et al.*, 2016). La digitalización visual se realizó sobre imágenes con compuestos de color verdadero (RGB: bandas 3, 2, 1) a una escala en pantalla de 1:50,000 teniendo en consideración los elementos de forma, color y textura de la costa del lago (Estrada *et al.*, 2013; Fickas *et al.*, 2016). En el presente estudio, la vegetación hidrófita no se consideró como base en la delimitación de los humedales, como ha sido sugerido por algunos autores (Rundquist *et al.*, 2001; Teferi *et al.*, 2010); lo anterior, con base en que la vegetación es sometida a constantes extracciones con fines artesanales, y por otras actividades de interés económico (Fisher *et al.*, 2003).

En este estudio se consideró cómo indicador de la pérdida o ganancia de humedales, al incremento o decremento de las zonas inundadas, sin considerar el tipo de vegetación, debido a que son la principal fuente de variación en la delimitación de cuerpos de agua (Frazier y Page, 2000; De Roeck, 2008) y debido a que en esta región lacustre, la vegetación acuática emergente es extraída con fines artesanales (Fisher *et al.*, 2003), adicionalmente durante los recorridos de campo se observaron quemadas de vegetación acuática y pastoreo de ganado, por lo que se consideró que la vegetación hidrófita no sería un indicador razonable. Para caracterizar las tendencias de cambio en los humedales, se calcularon las pérdidas y ganancias, y el cambio neto en la serie de tiempo (1972 a 2014), de acuerdo con la propuesta metodológica de Fickas *et al.*, (2016). El año de 1972, fue considerado como la línea base (superficie inicial) para evaluar las pérdidas o ganancias en el área de los humedales. La suma total de pérdidas-ganancias (considerando las islas), fue el cambio neto en los humedales para la serie de tiempo analizada

(Fickas *et al.*, 2016) y con base en la clasificación de los humedales propuesta por Cowardin *et al.* (1979), es un tipo de humedal lacustre emergente, temporalmente inundado y regulado por la estacionalidad de las lluvias.

2.2.3 Base de datos climatológicos

Los datos climatológicos de temperatura y precipitación diarias fueron obtenidos de la base de información de la Red de Datos Climatológicos de México (CLICOM) compilados por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA, 2003). Los datos utilizados para el balance de agua fueron: precipitación y temperaturas promedio, temperaturas máximas promedios y evaporación de tanque A, promedio diarios. Para estimar el balance hidrológico de la cuenca, se utilizó una familia de nueve estaciones: Pátzcuaro (16087), Los Chorros del Varal (16072), Taretan (16127), Ingenio San Sebastián (16053), Los Limones, Los Reyes (16073), Jicalan, Uruapan (16056), Uruapan (16138), Peribán (16088) y Barranca de Cupatitzio (16212). Se obtuvo la ecuación de regresión para la precipitación en función de la altitud, ecuación 2.1.

$$\text{Precipitación (mm)} = 0.8994x + 42.85; R^2 = 0.9264 \quad \text{Ecuación (2.1)}$$

2.2.4 Balance hidrológico

2.2.4.1 Precipitación en la cuenca

La cuenca de Pátzcuaro tiene una superficie total de 918 km². Los rangos altitudinales y su superficie se describen a continuación: de 2037 a 2038 msnm el área es de 114.7 km² (área promedio del espejo de agua y zonas de inundación), de 2039-2440 msnm (583.9 km²), de 2441-2640 msnm (115.3 km²), de 2641-3240 msnm (102 km²), y de 3241-3420 msnm (2.1 km²) (803.3 km² área total terrestre). Con los datos anteriores y la ecuación 2.1, se obtuvo la precipitación ponderada total de la cuenca.

2.2.4.2 Evapotranspiración de la cuenca

Esta variable se estimó por dos modelos; el primero se aplicó a la superficie terrestre de la cuenca para el periodo de 1972 a 2010. El modelo de evapotranspiración fue el de Thornthwaite que presenta resultados razonables en cuencas cerradas. El modelo permite estimar la evapotranspiración potencial de un lugar para cada mes del año a partir de los parámetros básicos ETp (evaporación potencial media del mes) e I (índice de calor mensual), ecuación 2.2:

$$ETp = 1.6(10 t / I)^a \quad \text{Ecuación (2.2)}$$

Donde la ETp = evapotranspiración potencial media diaria del mes (mm d⁻¹), para meses de 30 días y 12 horas de luz diaria; t = temperatura media diaria del mes (° C) en la zona de estudio y es calculada a partir de las medias diarias; I = índice de calor anual. Calculado como suma de los índices de calor mensual (I) de los 12 meses del año y a = coeficiente experimental de ajuste (Kairu, 1991; Rosenberry *et al.*, 2007), ecuación 2.3:

$$a = (675 \cdot 10^{-9})I^3 - (771 \cdot 10^{-7})I^2 - (1972 \cdot 10^{-5})I + 0.4924 \quad \text{Ecuación (2.3)}$$

En el segundo modelo, se realizó un ajuste de la ecuación 3 para incluir el efecto de la vegetación acuática en la evapotranspiración del lago (Yu y Fassman, 1998; Xu y Singh, 2001; Martínez *et al.*, 2005), ecuación 2.4.

$$ET = 0.7 \times \text{Evaporación del tanque tipo A} \quad \text{Ecuación (2.4)}$$

2.3 Resultados y discusión

Los resultados sugieren que el lago de Pátzcuaro ha perdido humedales lacustres de manera sostenida para la serie de tiempo analizada (Figura 2.1). Se han presentado cambios en la morfología y en la longitud de la costa del lago. En igual forma, se presentaron nuevos elementos terrestres a manera de islotes, así como la fusión de las islas de Jarácuaro y La Pastora, primero entre sí y posteriormente una fusión con la zona terrestre para dejar de existir como islas.

2.3.1 Pérdida de humedales

Para la serie de tiempo estudiada el lago presentó una reducción significativa en el tamaño de su superficie, interpretada como pérdida de humedales, cambiando de 111.7 km² en 1972 a 72.2 km² en el año de 2014. La reducción neta para un lapso de 42 años fue de 35.3 km². La tasa promedio de pérdida de humedales fue de 0.94 km² año⁻¹ (Figuras 2.1 y 2.2). Tres periodos acentúan la pérdida de los humedales: el primero se presentó entre 1972 y 1980 con una pérdida de superficie de 6 km² con respecto a la línea base; otro periodo importante ocurrió entre 1986 a 1989, con una reducción de 9.6 km²; un tercero entre 2005 y 2009 que causó una reducción del área superficial de 4.5 km². Estos tres periodos, por si solos, sumaron el **71.5 %** de la pérdida de superficie de humedales (Figura 2.1).

La longitud de la costa sufrió un cambio al pasar de 90.144 km en el año de 1972, a 71.84 km en 2014; es decir, se redujo 18.304 km. La reducción en la longitud de la costa se relaciona directamente con dos cambios significativos en la morfología del lago: la primera es producto de la desecación de una zona somera localizada al pie del cerro el Vado ubicado entre la ciudad de Pátzcuaro y Tzurumútaró (Figura

2.2, letra a), donde se perdieron 7.6 km², que representan el 8.5 % con respecto a la superficie inicial que se tenía en 1972. La segunda fue causada por la fusión entre las islas de Jarácuaro-La Pastora y su posterior unión con la zona continental.

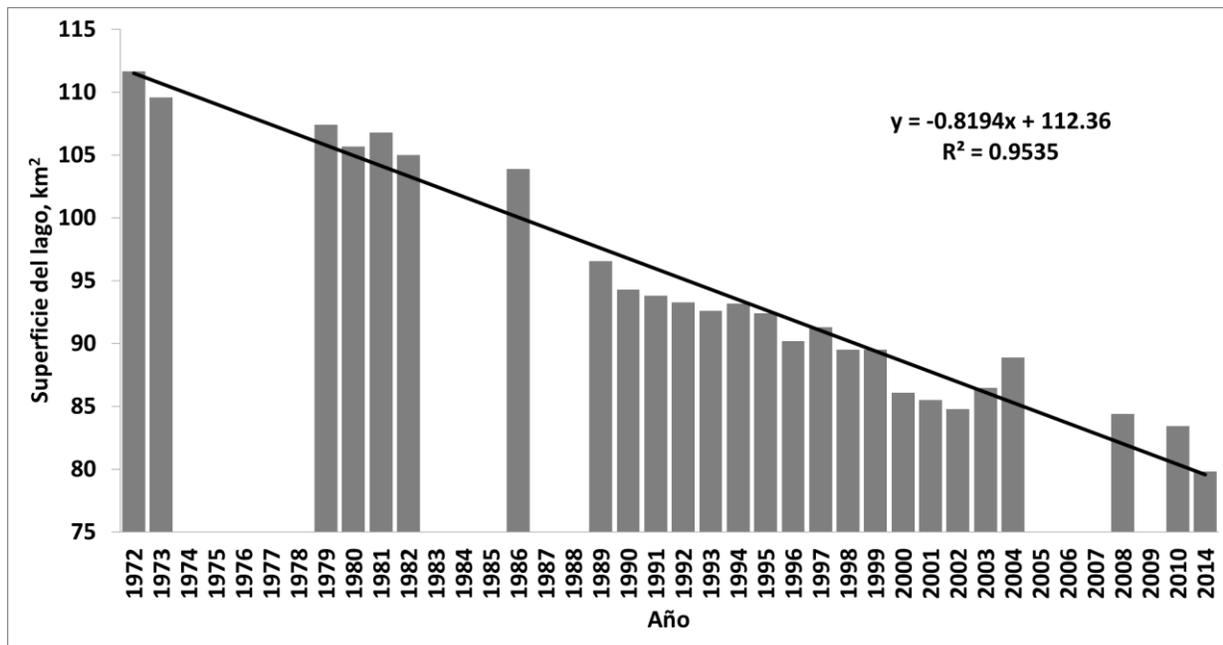


Figura 2.1. Pérdida de humedales del lago de Pátzcuaro para una serie de tiempo (1972-2014).

En 1972 Jarácuaro y La Pastora se presentaban como dos islas, y posteriormente fueron reduciendo su distancia hasta encontrarse separadas únicamente por un dren artificial en dirección norte-sur en el año de 1989. La fusión de estos dos elementos se presenta a partir de 1991. Actualmente esta zona se conoce como la isla de Jarácuaro y se omitió el nombre de La Pastora. La isla fue incrementando su superficie entre 1972 y 2014 en 3.4 veces su tamaño para la línea base.

2.3.2 Cambios morfológicos al interior del lago

Por otro lado, se presentaron evidentes cambios al interior del lago a partir del año de 1979, principalmente en la porción sur. Estos cambios se mostraron como nuevos elementos emergidos a manera de islotes frente al poblado de Uricho (Figura 2.2, letra d). Para el año 2014 este islote presenta dimensiones de 1035 m en longitud, ancho máximo de 311 m, y superficie de 0.3 km². La zona media del lago, aparece a partir de 1989 un pequeño islote con área de 0.02 km², próximo a la isla de La Tecuena (Figura 2.2, letra e). Cabe mencionar que estos cuerpos terrestres de reciente exposición, no tienen nombre oficial en la cartografía topográfica reciente del INEGI.



Figura 2.2. Morfología y elementos terrestres en el lago de Pátzcuaro, las letras a, b y c, representan las zonas donde ocurrieron los principales cambios primordialmente entre 1984 y 2014.

2.3.3 Balance hidrológico

La precipitación promedio anual para el periodo de estudio fue de 904.8 ± 110.5 mm, con precipitaciones máximas históricas de 1231.7 mm y mínima de 755 mm, correspondientes a los años de 2004 y 2005 respectivamente. En términos de volumen de agua precipitada, el promedio anual para la serie de tiempo fue de 1217.8 Mm^3 , distribuido de la siguiente manera: sobre el lago precipitaron 103.8 Mm^3 (8.4 %), por su parte, en la cuenca de captación precipitaron 1114 Mm^3 (91.6 %). Por el contrario, la evapotranspiración (Etp) promedio anual para la serie de tiempo fue de 1583 mm (581.7 Mm^3), distribuido de la siguiente manera: sobre el lago, 990 mm (113.6 Mm^3) y en la cuenca de captación, 593 mm (468.1 Mm^3). El balance entre los dos componentes del ciclo hidrológico, sugieren que la evapotranspiración en la cuenca fue inferior a la precipitación para la serie de tiempo. Lo anterior significa que existe en términos globales, un excedente de agua en la cuenca de 645.9 Mm^3 para abastecer el cuerpo de agua. De lo anterior, podemos deducir que el balance de agua en la cuenca es positivo y no es suficiente para explicar la reducción actual de la superficie del lago en función de estos componentes del balance hídrico. Adicionalmente, los resultados indican que las temperaturas en la cuenca de Pátzcuaro presentan un incremento (Figura 2.3), ($R^2 = 0.7517$), por ejemplo para los años de 1970 las temperaturas máximas eran de $23.5 \text{ }^\circ\text{C}$ en promedio, de 25.1, 26.7 y $27 \text{ }^\circ\text{C}$ para los años de 1980, 1990 y 2000, respectivamente. Los resultados pueden interpretarse como una respuesta al ambiente circundante de la cuenca. El incremento de la temperatura modifica las tasas de evapotranspiración (Lofgren *et al.*, 2011) de donde se puede inferir que se estarán incrementando las tasas de evapotranspiración, lo cual pondría en riesgo inminente al cuerpo de agua.

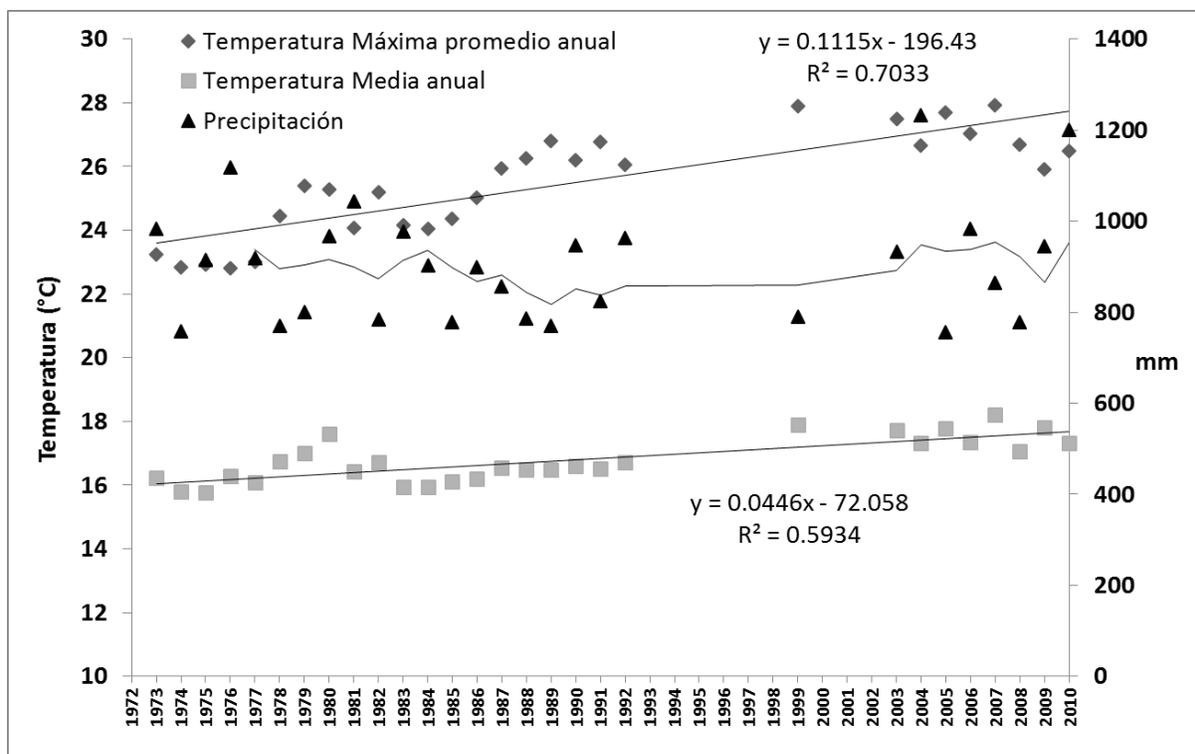


Figura 2.3. Tendencia de la temperatura atmosférica y la precipitación en la cuenca del lago de Pátzcuaro (media móvil de cinco años).

2.3.4 Cobertura vegetal y uso del suelo

Las coberturas vegetales y usos del suelo (CVUS) son dominadas por bosque de pino, bosque de encino o mixto de encino pino, y agricultura de temporal principalmente (Cuadro 2.1). Las CVUS no sufrieron cambios significativos en lo que respecta a la cobertura por bosques, pero se observa una tendencia a disminuir en las áreas dedicadas a la agricultura que han visto reducida su superficie, pasando a ser coberturas de matorral y pastizales principalmente, mientras que los bosques solamente han incrementado su superficie en 2.5 % (6,321 ha).

A nivel global se tienen reportes de que los humedales han disminuido su superficie entre un 64 % y 71 % en el siglo veinte (Gardner *et al.*, 2015). En referencia a los humedales lacustres, diversos autores sugieren que han sido destruidos o transformados a tasas aceleradas por cambios de uso de suelo. Para ilustrar lo anterior, en China se estima que se han perdido en un lapso de 50 años el 21.6 % los humedales (An *et al.*, 2007). Situaciones similares se presentan en Australia y África (Kingsford y Thomas, 2004; Balirwa, 1995). En el caso de México estimaciones recientes sugieren que han desaparecido alrededor del 62 % de sus humedales (Landgrave y Moreno-Casasola, 2012). En este mismo sentido, el lago de Pátzcuaro no sería la excepción, sin embargo, las posibles causales de la reducción de los humedales lacustres pueden deberse a causas diversas.

Los resultados sugieren que las entradas de agua vía precipitación son mayores que las pérdidas por evapotranspiración y coincide con lo reportado por otros autores (Chacón *et al.*, 1989; Gómez-Tagle *et al.*, 2002; Bernal-Brooks *et al.*, 2002). La precipitación se ha mantenido relativamente constante y se observó que la temperatura media no presentó incrementos significativos. A nivel global se ha encontrado que la precipitación y la evapotranspiración son suficientes para explicar los cambios de pequeños lagos en cuencas cerradas (Jones *et al.*, 2001). Sin embargo, las temperaturas promedio máximas presentaron incrementos significativos en la serie de tiempo y en este sentido, Williamson *et al.* (2008) consideran a la temperatura como una variable de respuesta a los cambios ambientales circundantes de los lagos, que pueden incrementar las tasas de evapotranspiración, como ha sido estudiado por Blanken *et al.* (2011) en el lago Superior de Norteamérica. Desafortunadamente, los modelos disponibles para calcular la evapotranspiración a nivel de cuenca y la poca instrumentación de la cuenca de Pátzcuaro, solo permiten estimar este parámetro a partir de modelos teóricos, como el utilizado en el presente estudio, con base en las temperaturas promedio, sin que sea posible, integrarlos con las temperaturas máximas (Lofgren *et al.*, 2011). Otros autores han sugerido una sensibilidad en el nivel y volumen del agua del lago de Pátzcuaro, al cambio regional del clima (Gomez-Tagle *et al.*, 2002), por lo anterior es necesario, profundizar en estudios de balance hidrológicos sensibles a cambios en la amplitud de las temperaturas y de cambio climático.

La literatura sugiere que el cambio de uso del suelo es un elemento modificador de las condiciones ambientales de los lagos y de los cambios en el almacén de agua de los mismos (Williamson *et al.*, 2008; Blanken *et al.*, 2011; Lofgren *et al.*, 2011), pero para el presente estudio, no existen evidencias de que ésta pueda ser la causa, pues se han mantenido relativamente estables (Cuadro 2.1). Sin embargo, no se tienen identificadas y reportadas las áreas cubiertas por los humedales, siendo éstos considerados como zonas de fuerte evapotranspiración (Sánchez-Carrillo *et al.*, 2004). Sin embargo, Jones *et al.* (2001) encontraron evidencia del efecto de los cambios de la vegetación y usos de suelo regionales, sobre tres pequeños lagos, más allá de sus cuencas circundantes. Se han documentado efectos negativos que han tenido sobre el lago las actividades humanas, desde periodos precolombinos a la actualidad, que han contribuido a la sedimentación del lago y la disminución significativa del espejo de agua (Chacón *et al.*, 1989; Gómez Tagle, 1994; Gómez-Tagle *et al.*, 2002; Fisher *et al.*, 2003), por lo anterior, es importante explorar y ampliar los estudios de la erosión como lo sugieren Tapia *et al.* (2005), y poder explicar de mejor manera la pérdida de humedales, además de incrementar los estudios sobre el uso consuntivo de agua de los manantiales de la cuenca de Pátzcuaro que podrían estar siendo sobreutilizados (Bischoff *et al.*, 2004).

Cuadro 2.1. Cobertura vegetal y usos del suelo (CVUS) para un periodo de 10 años en la cuenca de Pátzcuaro.

Año	1986		1996		2005	
	ha	%	ha	%	ha	%
Bosques ^a	28,019	30.0	34,340	32.5	33,670	22.3
Uso agrícola	38,141	40.8	23,714	22.4	20,530	36.6
Matorral / Pastizal	13,745	14.7	33,240	31.4	19,590	21.3
Otros usos	13,555	14.5	14,503	13.7	18,140	19.7
Total	93,460*		105,797**		91,930**	

^a incluye bosque de pino, pino encino mixto y encino pino mixto. * No incluye el cuerpo de agua, ** incluye el cuerpo de agua. Gómez-Tagle, 1994; Álvarez Icaza *et al.*, 1996; Tapia *et al.*, 2005. Estadísticamente no se presentaron diferencias en los CVUS (Tukey, $\alpha = 0.05$, $p=0.859$).

2.3.5 Erosión y sedimentación del lago

Estudios sobre la cuenca de Pátzcuaro sugieren procesos de sedimentación causados por la erosión hídrica. Se han reportado tasas de erosión de 1.2 t ha⁻¹ por lluvia efectiva que causa erosión, en suelos con barbecho y cultivo convencional de maíz (Bravo *et al.*, 2012). Amador (1999) reporta tasas de erosión de 33.7 t ha⁻¹ año⁻¹ y Tiscareño *et al.* (1999) de 30 t ha⁻¹ año⁻¹ siendo la zona más susceptible la porción sur y suroeste de la cuenca y donde los suelos han perdido el horizonte A (Gómez-Tagle, 1994); esta zona corresponde a la subcuenca que desemboca frente a la exisla de Jarácuaro y donde se ha formado un Fluvisol. Se han estimado que la producción de sedimentos por la erosión, es del orden de los 85 000 m³ año⁻¹ y que podrían llegar en algún momento al vaso de agua (Flores *et al.*, 1992; Tiscareño *et al.*, 1999). Sin embargo, en la mayoría de la superficie de la cuenca, se presenta una baja densidad de corrientes (1.2 km ha⁻¹) y son principalmente efímeras; es decir, que desaparecen por infiltración sobre el terreno y no logran conectarse entre sí, que formen ríos continuos para desembocar directamente en el lago (Bernal-Brooks *et al.*, 2002). La alta permeabilidad se debe principalmente a que los suelos dominantes son permeables (46.8 % de la superficie), así como por la alta incidencia de fallas y fracturas presentes en la cuenca (Garduño-Monroy *et al.*, 2009). Lo anterior sugiere una sedimentación diferencial del lago, lo que podría ocasionar zonas de acumulación de suelo en el vaso del lago y podría explicar porque la exisla de Jarácuaro se ha fusionado con la zona terrestre de la cuenca de Pátzcuaro.

2.4 Conclusiones

La pérdida de superficie del lago y de sus humedales es evidente para la serie de tiempo estudiada, perdiendo 31.88 km² entre 1972 y 2014. Los cambios más prominentes identificados consistieron en la

desaparición del humedal de Tzurumútaró, la fusión de las Islas Jarácuaro y la Pastora, y la aparición de nuevos elementos terrestres al interior del lago a manera de islotes. El balance de agua para los componentes precipitación y evapotranspiración, no fueron suficientes para explicar la pérdida de los humedales lacustres ni la cobertura vegetal. Por lo anterior, es necesario realizar estudios y explorar modelos que permitan medir la evapotranspiración con base en las temperaturas máximas, uso consuntivo del agua y de cambios de cobertura vegetal a mayor escala. Otro proceso que puede explicar la reducción de la superficie del cuerpo de agua, es la erosión y su producción de sedimentos. Las partículas del suelo transportadas pueden estar acumulándose en algunas zonas del lago y dan origen a suelos flúvicos.

CAPÍTULO III

Suelos de humedal del Lago de Pátzcuaro Michoacán, México

3.1 Introducción

Los suelos hidromórficos presentan un nivel freático elevado o condiciones de saturación prolongada debido a procesos de inundación o estancamiento durante un periodo suficientemente largo, para desarrollar condiciones anaerobias en el suelo; éstos suelos son reconocidos también como suelos de humedal o suelos hídricos (NRCS-USDA, 2006).

Históricamente el estudio de los suelos temporalmente sumergidos y subacuáticos en México han sido escasamente estudiados, excepto para investigaciones muy puntuales. Por otro lado, en general es aceptada la relación directa entre la inundación temporal de un suelo y la expresión de rasgos redoximórficos; sin embargo, la anterior presunción no es de todo cierta, como ocurre en suelos donde el agua intersticial es rica en oxígeno disuelto o ésta se renueva constantemente (Van Diepen, 1984; Driessen *et al.*, 2001).

Los estudios realizados en nuestro país sobre suelos hidromórficos pueden ser divididos en tres grupos: 1) suelos formados en cuencas altas de montaña no drenados; 2) con el mismo origen que los anteriores, pero drenados artificialmente, ambos con influencia completamente continental; y 3) suelos de lagunas costeras con influencia oceánica.

El primer grupo de estudios se han realizado en suelos lacustres desarrollados en depresiones de cuencas de montaña de climas templados subhúmedos, típico del centro del país. Entre ellos se encuentran los llamados “Chinampas” (Antrosoles Téricos) en la Ciudad de México, con marcada discontinuidad en las propiedades físicas y químicas del perfil (Ramos *et al.*, 2001; Ramos *et al.*, 2011; Reyes-Ortigoza y García-Calderón, 2004). Con relación a suelos de montaña, en Michoacán (Ramos, 2008) informa de Gleysoles de reciente formación a partir de suelos arcillosos en la zona vadosa de la presa de Umécuaro.

El segundo grupo de suelos estudiados, son aquellos que se formaron en condiciones similares que los anteriores, en cuencas altas templadas pero drenados artificialmente; como los del ex lago de Texcoco, actualmente cultivados en su mayor parte. Son suelos que se formaron por depósito en aguas tranquilas con desecación abrupta (Segura *et al.*, 2000), y presentan pH de neutro a alcalino (6.9-10.6 salinos). En estos suelos se reportan rasgos micromorfológicos del carbonato de calcio formado en los diferentes ambientes evolutivos del lago con pérdida de rasgos redoximórficos (Gutiérrez *et al.*, 1998; Ortiz *et al.*, 2000; Segura *et al.*, 2000).

El tercer grupo de suelos, son desarrollados bajo condiciones de humedad pero no asociados a cuerpos de agua, como los del estado de Tabasco. Se han reportado y descrito, Gleysoles y Fluvisoles (Gutiérrez y Zavala, 2001; Rivera *et al.*, 2002). Además de Histosoles con formación de materiales sulfhídricos

(Moreno *et al.*, 2002; Rivera *et al.*, 2002). Por otro lado, Sedov *et al.* (2007) reportan suelos saturados de humedad en una toposecuencia del estado de Yucatán, clasificándolos como: Leptosol Gléyico y Calcisoles, con pH neutro (6.3 a 7.5), mientras Solleiro-Rebolledo *et al.*, (2011) muestran la distribución de los suelos en humedales de Yucatán reportando Leptosoles, Calcisoles, Histosoles y Fluvisoles.

Por otro lado, en el estado de Michoacán se encuentran tres de los Lagos más importantes de México: Chapala, Cuitzeo y Pátzcuaro donde se desarrollan suelos de humedal lacustre, sin embargo, en Pátzcuaro se cuenta con escasa información de suelos desarrollados en la zona vadosa. Por lo anterior, resulta relevante conocer la morfología y clasificar los suelos hidromórficos de la costa del lago.

El presente estudio tuvo como objetivo describir la morfología y los rasgos hidromórficos de los suelos en campo, y clasificarlos con base en los criterios del IUSS grupo de Trabajo WRB 2007, en dos humedales del Lago de Pátzcuaro, Michoacán.

3.2 Materiales y métodos

3.2.1 Descripción y colecta de muestras de suelos

En cada humedal se realizó un perfil para su descripción completa y cuatro más solo para la verificación de los horizontes. La descripción morfológica y los rasgos redoximórficos se basaron en Schoeneberger *et al.* (2002) y USDA-NRCS (2006). El primer suelo fue descrito en 2008 en Ichupio (Gleysol); el segundo fue descrito en 2009 en Jarácuaro (Fluvisol). Las calicatas se abrieron hasta 110 cm y 100 cm de profundidad respectivamente.

Se colectaron muestras de suelo de 2 kg aproximadamente por cada horizonte del perfil. Las muestras fueron envasadas en bolsas de plástico y se trasladaron a laboratorio para el análisis de propiedades físicas y químicas básicas (Cuadros 3.3 y 3.4). Adicionalmente, se colectaron muestras del suelo con un cilindro de volumen conocido para determinar la densidad aparente del suelo (Blake y Hartge, 1986), el suelo se colocó en bolsas de plástico herméticamente selladas para su posterior pesado y secado en el laboratorio.

3.2.2 Descripción morfológica y clasificación de los suelos

La designación de los horizontes se realizó inicialmente en campo con base en la descripción morfológica y propiedades diagnósticas perceptibles de acuerdo con la guía de descripción de suelos de FAO (2009), y se revisaron posteriormente con los análisis de laboratorio. Los suelos se clasificaron con la clave de la Base Referencial del Recurso Suelo (IUSS Grupo de Trabajo 2007).

3.2.3 Respuesta química del suelo en campo

En los perfiles del suelo y los agregados del mismo, se realizaron las siguientes pruebas: pH y conductividad eléctrica (CE) en condiciones de campo en solución 1:1 (agua:suelo) con un medidor portátil marca Hanna®, prueba recomendada en suelos con condiciones de óxido reducción (Schoeneberger *et al.*, 2002); prueba de reducción del Fe⁺⁺ adicionando solución α , α' dipiridil al 0.2 por

ciento de (M/V) en una solución de ácido acético al 10 por ciento (V/V), registrando la prueba como positiva cuando ocurrió cambio de color o negativa cuando no se desarrolló el color (Schoeneberger *et al.*, 2002). La presencia de carbonatos se realizó adicionando HCl (10 %); se registró la efervescencia y la clase de efervescencia presentada, se revisó utilizando lupa 10X para observar la presencia o ausencia de carbonatos secundarios. La aplicación de H₂O₂ (30 %) se utilizó como indicador de materia orgánica y diferenciar de los óxidos de manganeso (MnO₂) (Schoeneberger *et al.*, 2002). La presencia de olores a “huevos podridos” se utilizó como indicador de posible presencia de H₂S (ácido sulfhídrico) y registrado como indicador de compuestos sulfurosos (USDA-NRCS, 2006). El color de la matriz del suelo en húmedo y de los rasgos redoximórficos fue registrado en campo utilizando como referencia las tablas de color estándar de Munsell® (2000), sobre un agregado o masa del suelo recién expuesto, con la finalidad de evitar cambios en el color causado por la oxidación del suelo (Schoeneberger *et al.*, 2002).

3.2.4 Análisis en laboratorio

Se analizaron los suelos de acuerdo con métodos estandarizados y por duplicado para todas las propiedades físicas y químicas. Los análisis básicos fueron los siguientes: Textura por el método del hidrómetro de Bouyocous (Gee y Bauder, 1986), densidad aparente del suelo por el método del cilindro (Blake y Hartge, 1986), densidad de partículas por el método del picnómetro (Blake y Hartge, 1986), porosidad total del suelo (Danielson y Sutherland, 1986), materia orgánica y carbono orgánico por combustión húmeda de Walkley y Black (Nelson y Sommers, 1996), CIC por Acetato de amonio 1M, pH 7 (Rhoades, 1982), color del suelo seco y húmedo por comparación con las Tablas de Munsell® (2000). Por la dificultad que implica medir la conductividad hidráulica en campo en suelos saturados, se estimó para cada horizonte, según el modelo propuesto por Saxton y Rawls (2006), teniendo como parámetros de entrada: porcentaje relativo de la fracción de tierra fina, materia orgánica, densidad aparente y conductividad eléctrica.

3.3 Resultados y discusión

3.3.1 Morfología y clasificación del suelo

3.3.1.1 Morfología del Gleysol de Ichupio

El suelo está conformado por ocho capas con la siguiente secuencia de horizontes: A11-A12-Bg1-Bg2-Bg3-2Wgr1-2Wgr2-2Wgr3. Es un suelo mineral bien desarrollado dominado por arcillas y limos, de estructura predominante de bloques angulares y subangulares de tamaños medios y gruesos desde la superficie y hasta los 36 cm donde se expresa una estructura prismática bien definida hasta los 60 cm, asociado seguramente a una zona con periodos de secado y humedecimiento lento (Ciolkosz y Waltman, 1995) . Se continúa una estructura de bloques, asociada a la zona de saturación permanente del suelo. A

los 85 cm se presenta una discontinuidad litológica, sin evidencias de que sea material parental diferente al que dio origen al material suprayacente.

El incremento de arcilla en el horizonte B, no es asociado a la migración de arcillas, evidenciado por la ausencia de revestimientos, lo que sugiere la formación *in situ*, asociado posiblemente a los ciclos de secado y humedecimiento. El perfil presenta una coloración uniforme en los primeros 36 cm, de color pardo amarillento en seco, y pardo oscuro en húmedo, que corresponde a las capas temporalmente inundadas. No se presentan motas en las primeras cuatro capas, lo que sugiere un carácter óxico. Por debajo de esta profundidad y hasta 90 cm, la matriz del suelo es de color pardo y pardo muy oscuro, en seco y húmedo respectivamente. Se presenta un contrastante entre la matriz y la expresión de moteados de color rojizo como hiporevestimientos de pedos y en canales de raíces abandonadas, lo que sugiere una zona con periodos largos de saturación de agua. Las capas más profundas > 90 cm, presentan colores pardo amarillento a pardo en seco y pardo muy oscuro cuando húmedo, correspondiente a las zonas endosaturadas del manto freático (Cuadro 3.1).

Las condiciones de humedad del suelo no impiden un buen desarrollo de raíces en los primeros 85 cm, siendo abundantes y comunes, de tamaños medios y finos. Sin embargo, a partir de 85 cm, se presentan raíces negruzcas y un fuerte olor sulfuroso o de pudrición de la raíz. Lo anterior sugiere una zona limitante para el desarrollo de las raíces y corresponde con el nivel freático. La conductividad hidráulica saturada al interior del perfil es baja, posiblemente al alto contenido de arcilla del perfil (> 20 %), con valores inferiores de conductividad de 10 mm h⁻¹ en el epipedón e inferior a 4 mm h⁻¹ en el resto del perfil (Cuadro 3.2). Lo anterior sugiere una pedotransferencia de agua y de secado y humedecimiento lento entre horizontes, con zonas interpedales de flujo preferencial.

3.3.1.2 Discontinuidad litológica del gleysol. Esta discontinuidad se encuentra entre los 85 a 90 cm, se presenta como acumulación de sedimentos finos, característico de suelos con procesos coluviales. Adicionalmente, no se tienen evidencia de que sean materiales distintos entre la discontinuidad litológica y los horizontes suprayacente, característico de las discontinuidades litológicas (Phillips, 2004; FAO, 2009). Por otra parte, esta discontinuidad coincide con la zona donde se observó una limitante para el crecimiento radicular.

3.3.1.3 Rasgos redoximórficos. Los rasgos redoximórficos del suelo se presentan por debajo de los 27 cm y hasta 110 cm, en donde se exhibe segregación de sesquióxidos de hierro y manganeso sobre la matriz del suelo. En esta zona se forman motas con bordes difusos y colores rojo amarillento (5 YR 5/8), y se presentan como revestimientos sobre los pedos y en zonas interpedales, que contrastan con el color de la matriz del suelo. Adicionalmente, se presentan motas parduzcas de manganeso de bordes difusos y de tamaño pequeño (< 5 cm) (Cuadro 3.1; Figura 3.1). El contraste de luminosidad e intensidad del color de las motas, comparado con la matriz del suelo es prominente, excepto para la discontinuidad litológica (85

a 90 cm). Este moteado sugiere la presencia de lepidocrocita (FeOOH) polimorfo metaestable de la goethita (Fanning y Fanning, 1989), además de motas pardas que sugieren la presencia de manganeso. No se detectaron concreciones o durinódulos en el perfil del suelo, lo anterior puede interpretarse como una difusión lenta del oxígeno dentro del perfil y al interior de los agregados, lo cual no ha permitido que se formen las concreciones. Las motas rojizas se localizan principalmente en las partes medias del perfil, mientras que el manganeso se ubica preferentemente en las zonas bajas del mismo, lo anterior producto de la mayor movilidad del manganeso (Ponnamperuma, 1972).

Cuadro 3.1. Morfología del Gleysol de Ichupio.

Horizonte	Rasgos del suelo
Profundidad, cm	
Horizonte A11 10-10	Color en seco (10 YR 5/4 pardo amarillento), color en húmedo (7.5 YR 3/2 pardo oscuro); sin presencia de motas. Textura al tacto franco-arenosa; estructura moderada granular y en bloques subangulares medios; consistencia firme, no adhesivo, ligeramente plástico; sin pedregosidad; poros abundantes finos y medios; ligero desarrollo de óxidos en bioporos; raíces abundantes y delgadas. Drenaje lento, transición al siguiente horizonte tenue, ondulado.
Horizonte A12 10-15	Color en seco (10YR 5/6 pardo amarillento), color en húmedo (7.5 YR 3/2 pardo oscuro); sin presencia de motas; textura al tacto, franca-arenosa; estructura moderada en bloques subangulares medios; consistencia firme, no adherente, ligeramente plástico; sin pedregosidad; poros abundantes medios y finos (poros canales de raíces), ligero desarrollo de óxidos en bioporos; raíces medias y finas. Drenaje lento; transición al siguiente horizonte difuso por color y marcado por dureza, forma del límite, horizontal ondulado.
Horizonte Bg1 15-27	Color en seco (10YR 5/6 pardo amarillento), color en húmedo (7.5 YR 3/3 pardo oscuro); sin presencia de motas; textura al tacto, arcillo-limoso; estructura moderada en bloques subangulares medios y gruesos; consistencia firme, adherencia media, ligeramente plástico; sin pedregosidad; porosidad media (poros canales de raíces), ligero desarrollo de óxidos en bioporos; raíces abundantes y delgadas. Presencia de restos de conchas; drenaje lento; transición al siguiente horizonte horizontal ondulado marcado por dureza.
Horizonte Bg2 27-36	Color en seco (10YR 5/6 pardo amarillento), color en húmedo (7.5 YR 3/3 pardo oscuro); sin presencia de motas; textura al tacto, arcillo-limoso; estructura fuerte en bloques subangulares de tamaño grande; consistencia firme más estable que el anterior, moderadamente adhesivo y moderadamente plástico; pedregosidad pocas < 5% de 2 a 5 cm, redondeadas; porosidad media (poros canales de raíces); raíces finas y comunes, moderado desarrollo de óxidos de hierro en macroporos, mesoporos y bioporos de color (5 YR 5/8 rojo amarillento). Bivalvos y caracoles muertos; drenaje lento; transición al siguiente horizonte marcado por color y textura, forma del límite, horizontal ondulado.
Horizonte Bg3 36-60	Color en seco (7.5 YR 5/4 pardo), color en húmedo (7.5 YR 4/4 pardo); presencia de motas en masas como bandas rojizas (5 YR 5/8 rojo amarillento), abundantes externos e internos de los agregados; textura al tacto, arcillosa; estructura fuerte prismática de tamaño muy gruesa > 20 cm; consistencia muy firme, muy adhesivo, y muy plástico; sin pedregosidad; poros muy pocos, tubulares dendríticos por raíces; presencia de vacíos interpedales entre prismas cuando no está saturado de 3 a 4 cm de profundidad y < 1 cm de ancho, no se observan revestimientos ni rasgos de tensión, ni caras de deslizamientos entre agregados; raíces comunes y delgadas. Presencia de bivalvos y caracoles muertos en menor cantidad que el anterior; drenaje; transición al siguiente horizonte marcado por color, forma del límite horizontal irregular.
Horizonte 2Wgr1 60-85	Color en seco (7.5 YR 5/4 pardo), color en húmedo (7.5 YR 2.5/3 pardo muy oscuro); presencia de motas comunes en masas como bandas rojizas (5 YR 5/8 rojo amarillento) en menor cantidad que el anterior, al interior de los agregados y como hiporevestimientos; textura al tacto, arcillosa; estructura fuerte en bloques angulares y subangulares; tamaño medios y gruesos; consistencia muy firme, muy adhesivo y muy plástico; sin pedregosidad; poros finos tubulares dendríticos medios pocos; raíces comunes medias. Sin drenaje, zona de saturación; transición al siguiente horizonte marcado por color, forma del límite horizontal ondulado.
Horizonte 2Wgr2. 85-90	Color en seco (10 YR 5/8 pardo amarillento), color en húmedo (10 YR 3/3 pardo oscuro); sin presencia de motas; textura al tacto, arenosa; sin estructura; sin consistencia, sin adherencia ni plasticidad; sin pedregosidad; porosidad intersticial alta, con ausencia de motas y concentraciones; raíces comunes medias, algunas en estado de putrefacción, presencia de olor sulfuroso, sulfuro de hidrógeno (olor a huevo podrido). Sin drenaje (capa freática); transición al siguiente horizonte marcado por textura abrupto, forma del límite horizontal ondulado.
Horizonte 3Wgr3 90-110	Color en seco (7.5 YR 5/4 pardo), color en húmedo (7.5 YR 3/3 pardo oscuro); presencia de motas sobre algunos agregados en menor cantidad que los suprayacentes de color (5 YR 5/8 rojo amarillento); textura al tacto, arcillosa; estructura fuerte con forma de bloques angulares de tamaño grueso; consistencia firme, moderadamente adhesivo y moderadamente plástico; sin pedregosidad; porosidad media (poros canales de raíces); raíces medias en estado de putrefacción, fuerte olor sulfuroso. Permanentemente saturado por agua.

3.3.1.4 Reacción del suelo. El pH del suelo presenta heterogeneidad dentro del perfil, siendo ligeramente menor en la zona más profunda, los valores oscilan entre 7.7 y 8.5, indicando condiciones de basicidad y sin tener condiciones salinas ($CE < 0.8 \text{ dS m}^{-1}$). Por otro lado, la CIC del suelo es media (15 a 20 $\text{Cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) y saturación de bases $> 50 \%$ (Cuadro 3.5), siendo los cationes dominantes que saturan la CIC, Mg y K, lo anterior corresponde con un calificador éutrico.

La reacción del suelo fue positiva al alfa alfa dipiridil en todo el perfil durante la época húmeda, lo que sugiere la presencia de hierro reducido (Fe^{++}), indicando condiciones reductoras del suelo, así como el olor de reducción de sulfatos, siendo más fuerte a mayor profundidad. En contraste, durante el periodo de estiaje no se presentó reacción positiva en los horizontes A11 y A12, que corresponde con los horizontes que no desarrollan motas de sesquioxidos.

El suelo presentó condiciones ligeramente calcáreas, pero no se observaron evidencias de carbonatos secundarios, y esta reacción es debida a restos de conchas de moluscos, distribuidos a lo largo del perfil del suelo.

3.3.1.5 Clasificación. Con base en la descripción de campo y los resultados analíticos del laboratorio (Cuadros 3.1, 3.3, 3.4 y 3.5), el suelo fue clasificado como: *Gleysol Háptico (Colúvico, Éutrico)* en WRB 2006. El patrón de colores rojizos y parduzcos en la cara de los agregados y entre los agregados, y los indicadores de condiciones reductoras fue un diagnóstico para clasificarlos como Gleysol. La presencia de una discontinuidad y arreglo irregular de las arenas le da un carácter Colúvico. Finalmente la saturación de bases mayor a 50 % (Cuadro 3.5) determina el calificador Éutrico.

3.3.2.1 Morfología del Fluvisol de Jarácuaro

El suelo presentó la siguiente secuencia de horizontes genéticos: Ah-Ae1-Ae2-Ae3-Ar-Wr. Sobresale un epipedón bioturbado que forma costras poligonales de 5 cm de profundidad cuando la superficie está seca, contiene 42 % de arcilla y 21 % de limos y material fíbriico compuesto principalmente de raíces muertas (Figura 3.1). El suelo forma grietas reversibles desde la superficie hasta una profundidad de 30 cm, donde el suelo es húmedo por el movimiento capilar del agua de la capa freática. Las grietas son suficientemente amplias ($> 1 \text{ cm}$), que permiten la aireación de estos estratos cuando el suelo está seco. La estructura es masiva en húmedo y de poliedros angulares cuando se expone suelo, siendo muy dura cuando está seco, a pesar de los altos contenidos de materia orgánica ($> 7 \%$). Los agregados no forman cuñas y no se pudieron apreciar caras de fricción.

El color de la matriz del suelo presentó un color gris (Gley 5/N), variando a gris muy oscuro con la profundidad (Gley 3/N) cuando está húmedo. Los contenidos de materia orgánica son de 11 % en la superficie, disminuyendo gradualmente con la profundidad ($\pm 7.0 \%$). El suelo presentó pocas gravas gruesas ($< 5 \text{ cm}$) de tipo subangular y color blanquecino de arreglo irregular, inmersas en la matriz del

suelo que sugieren su origen fluvial. Si bien, los estratos sedimentarios no son fácilmente observables en campo, los sedimentos sugieren procesos de baja energía (pendiente < 1 %) que enmascaran las secuencias del depósito mineral (Bradley y Stolt, 2003).

Presenta una textura al tacto arcillo arenosa en todo el perfil, con contenidos de arcilla > 28 %, lo que sugiere su origen flúvico. La porosidad promedio del perfil es muy alta (55 %), de abundantes poros finos disminuyendo hasta una profundidad de 44 cm. Por debajo de los 44 cm de profundidad se presentan notorios macroporos no asociados con raíces, son de tipo vesiculares no dendríticos en su mayoría, que puede interpretarse como formación de gases que escapan a manera de burbujas, dejando a su paso estas singulares formaciones. Adicionalmente, a los 44 cm de profundidad se encuentra el nivel freático. La porosidad le confiere valores muy altos de conductividad hidráulica saturada, con tasas de > 30 mm h⁻¹, que permite flujos de agua rápidos a través de los horizontes. Las raíces del suelo son comunes y delgadas en los primeros 20 cm, siendo raras por debajo de esta profundidad, y se presenta restricción para su crecimiento por debajo de los 44 cm, justo sobre el nivel freático. Tiene una densidad aparente muy baja (0.7 a 0.8 g cm⁻³) en toda la profundidad y una densidad real de 1.9 a 1.6 g cm⁻³, asociado seguramente a los altos contenidos de materia orgánica (Cuadro 3.4). Por otro lado, se observaron restos de conchas en todo el perfil disminuyendo a mayor profundidad y presenta reacción al HCl, pero no se observaron carbonatos secundarios.

Cuadro 3.2. Morfología de Fluvisol de Jarácuaro.

Horizonte Profundidad, cm	Rasgos del suelo
Horizonte Ah. 0-5	Color en húmedo (Gley 5/N); sin presencia de motas ni concreciones. Textura al tacto arcillo arenoso; estructura laminar formando una costra de tamaño medio (5 cm promedio) reversibles iniciadas desde la superficie, extremadamente fuerte; consistencia extremadamente firme en seco, moderadamente adhesiva y plástica; sin pedregosidad; poros abundantes y finos; raíces comunes y delgadas con presencia de materia fibrico. Drenaje lento, transición al siguiente horizonte abrupto por la costra horizontal.
Horizonte Ae1. 5-12	Color en húmedo (Gley 3/N gris muy oscuro); sin presencia de motas ni concreciones. Grietas reversibles a través del horizonte; Textura al tacto arcillo-arenoso; estructura fuerte de forma, masiva en húmedo y poliedros medios en seco; consistencia muy firme, moderadamente adhesiva, ligeramente plástica; pedregosidad, muy poca; poros abundantes finos; raíces comunes y delgadas y presencia de material fibrico y restos de fragmentos de conchas. Drenaje lento, transición al siguiente horizonte marcado por color y estructura.
Horizonte Ae2. 12-20	Color en húmedo (Gley 3/N gris muy oscuro); sin presencia de concreciones, moteado por material orgánico moderadamente descompuesto de tipo hémico mezclado por bioturbación (pisoteo de ganado). Grietas reversibles iniciadas en la superficie; textura al tacto arcillo-arenoso; estructura fuerte de forma masiva en húmedo y bloques subangulares medios en seco; consistencia muy firme, moderadamente adhesivo, ligeramente plástico; pedregosidad, muy poca; poros finos abundantes; raíces finas comunes, restos de conchas de caracol. Drenaje lento, transición al siguiente horizonte tenue.
Horizonte Ae3. 20-30	Color en húmedo (Gley 3/N gris muy oscuro); sin presencia de concreciones, moteado por material orgánico moderadamente descompuesto de tipo hémico mezclado por bioturbación (pisoteo de ganado). Grietas reversibles iniciadas desde la superficie. Textura al tacto arcillo-arenoso; estructura fuerte de forma masiva en húmedo y bloques subangulares medios en seco; consistencia muy dura, adhesivo y plástico; pedregosidad muy poca; poros pocos finos; raíces raras medias, restos de conchas de caracol. Drenaje lento, transición al siguiente horizonte tenue por color y abrupto por ausencia de grietas.
Horizonte Ar. 30-44	Color en húmedo (Gley 3/N gris muy oscuro); sin presencia de concreciones ni moteado. Textura al tacto arcillo-arenoso; estructura fuerte masiva en húmedo y bloques subangulares medios en seco; consistencia muy dura, moderadamente adhesiva y plástica; pedregosidad muy poca; poros pocos finos; raíces muy raras medias, restos de conchas de caracol, fuerte olor sulfuroso (olor a huevo podrido). Drenaje lento, transición al siguiente horizonte tenue en color y textura, y marcado por la ausencia de grietas.
Horizonte Wr.	Color en húmedo (Gley 3/N gris muy oscuro); sin presencia de concreciones ni moteado. Textura al tacto

3.3.2.2 *Rasgos redoximórficos.* No se apreciaron segregaciones de sesquióxidos ferromanganesos o de durinódulos en la matriz y agregados del suelo, pero presenta moteados que corresponden a materia orgánica en estado intermedio de descomposición, que se deshace al friccionarlo entre los dedos.

No se descartan colores característicos de las condiciones reductimórficas, sin embargo es posible que se encuentren enmascarados por los niveles altos de materia orgánica, como se ha reportado en otros suelos (Ponnamperuma, 1972; Fanning y Fanning, 1989; Grimley y Vepraskas, 2000).

3.3.2.3 *Reacción del suelo.* El suelo es de reacción alcalina con valores de entre 8.8 de pH en la superficie a 8.2 en las capas profundas, y una CE con valores $< 1.3 \text{ dS m}^{-1}$ descartando salinidad del suelo. Presenta reacción positiva al alfa, alfa dipiridil durante todo el año, de manera más evidente a mayor profundidad, que sugiere acumulación de fierro reducido. El suelo reaccionó levemente, pero de manera persistente, al H_2O_2 en todo el perfil, sugiriendo manganeso reducido libre en la matriz del suelo. Se presenta fuerte olor sulfuroso (olor a huevo podrido) en los horizontes preferentemente por debajo de los 30 cm.

3.3.2.4 *Clasificación.* El suelo fue clasificado como un Fluvisol Háptico (Hiperhúmico, Éutrico) de acuerdo con la WRB 2006. El suelo fue clasificado como Fluvisol por contener material Flúvico evidenciado por la distribución irregular de fragmentos rocosos y de las arenas al interior del pedón. Además presentan un calificador Hiperhúmico, por los altos contenidos de materia orgánica ($> 7 \%$). Finalmente, un calificador del tipo Éutrico por tener saturación de bases mayor de 50 % en todo el perfil (Cuadro 3.5).

La modificación más importante en la clasificación del suelo, con respecto a lo reportado por la cartografía del INEGI, fue el cambio de unidad de Gleysol a Fluvisol.



Figura 3.1. a) perfil del Gleysol, Ichupio; b) agregado prismático del Gleysol mostrando rasgos hidromórficos; c) perfil del Fluvisol.

Cuadro 3.3. Propiedades químicas de los suelos de humedal.

Perfil	Horizonte genético	Prof. cm	pH campo	M.O %	C.O %	C.E dS m ⁻¹	Humedad Campo (V/V)	Reacciones en campo		
								α,α dipiridil	H ₂ O ₂ *	HCl**
Ichupio (Gleysol)	A11	0-10	8.5	2.2	1.2	0.8	21.6	- , +	++	Mod
	A12	10-15	7.9	1.4	0.8	0.5	20.9	- , +	++	Mod
	Bg1	15-27	7.8	1.1	0.6	0.3	22.0	+	++	Mod
	Bg2	27-36	8.0	1.2	0.7	0.2	25.8	+	++	Mod
	Bg3	36-60	8.4	1.1	0.6	0.2	24.7	+	++	SL
	2Wgr1	60-85	7.7	0.8	0.5	0.2	24.9	+	++	SL
	2Wgr2	85-90	7.7	0.7	0.4	0.2	19.4	+	+++	Mod
	2Wgr3	90-110	7.7	0.8	0.4	0.2	28.0	+	+++	Mod
Jarácuaro (Fluvisol)	Ah	0-5	8.8	11.3	6.6	1.3	9.6	+	++	Mod
	Ae1	5-12	8.5	9.9	5.7	0.7	57.2	+	++	Mod
	Ae2	12-20	8.4	9.1	5.3	0.4	62.5	+	++	Mod
	Ae3	20-30	8.4	8.5	4.9	0.4	67.5	+	++	Mod
	Ar	30-44	8.3	8.1	4.7	0.3	62.0	+	++	Mod
	Wr	44-100	8.2	7.2	4.2	0.2	181.1	+	++	Mod

* - Negativo; + =, reacción leve; ++ =, reacción fuerte; +++ , reacción muy fuerte.

**Reacción del carbonato en la matriz del suelo: N = No calcáreo, no detectable visiblemente ni efervescencia audible; SL = Ligeramente calcáreo, se escucha la efervescencia pero no es visible; Mod = Moderadamente calcáreo, efervescencia visible; ST = Fuertemente calcáreo, efervescencia fuertemente visible, las burbujas forman poca espuma; EX = Extremadamente calcáreo, reacción extremadamente fuerte, se forma la espuma espesa rápidamente (FAO, 2009). CIC = capacidad de intercambio catiónico total.

Cuadro 3.4. Propiedades físicas de los suelos de humedal.

Perfil	Horizonte genético	Prof. cm	Textura (%)			Clase textural*	Densidad aparente (g cm ⁻³)	Densidad real (g cm ⁻³)	Poros (%)	CHS** (mm h ⁻¹)
			Arena	Limo	Arcilla					
Ichupio (Gleysol)	A11	0-10	53	33	14	Fa	1.1	2.4	38	9.6
	A12	10-15	41	39	20	F	1.4	2.3	42	3.7
	Bg1	15-27	23	57	20	Fl	1.4	2.3	45	3.0
	Bg2	27-36	19	57	24	Fl	1.0	2.3	44	3.5
	Bg3	36-60	31	39	29	Fa	1.0	2.3	37	2.0
	2Wgr1	60-85	11	61	27	Fal	1.2	2.4	46	2.5
	2Wgr2	85-90	67	27	6	Fa	1.2	2.3	45	37.9
	2Wgr3	90-110	41	39	20	F	1.2	2.3	38	3.6
Jarácuaro (Fluvisol)	Ah	0-5	37	21	42	Ar	0.8	1.9	55	24.1
	Ae1	5-12	47	25	28	Far	0.8	1.8	54	26.1
	Ae2	12-20	28	34	38	Far	0.8	1.6	49	16.9
	Ae3	20-30	32	35	33	Far	0.8	1.9	57	20.9
	Ar	30-44	44	28	28	Far	0.7	1.7	58	35.7
	Wr	44-100	47	14	38	Ar	0.7	1.6	55	32.2

*F = franco; Fa = franco arenoso; Fl = franco limoso; Fal = franco arcillo limoso; Far = Franco arcilloso; Mar = Migajón arcilloso; Mal = Migajón arcillo limoso; Al = Arcilla limosa; Ma = Migajón arenoso; Ar = Arcilloso.

**CH = Conductividad hidráulica.

Cuadro 3.5. Propiedades químicas de los suelos de humedal.

Perfil	Horizonte genético	Prof. cm	CIC Cmol _c kg ⁻¹	Ca ⁺⁺ Cmol _c kg ⁻¹	Mg ⁺⁺ Cmol _c kg ⁻¹	Na ⁺ Cmol _c kg ⁻¹	K ⁺ Cmol _c kg ⁻¹	SB %
Ichupio (Gleysol)	A11	0-10	15	5.9	4.1	0.6	2.4	86.5
	A12	10-15	20	6.2	3.4	1.5	2.1	65.5
	A3	15-27	19	6.7	3.4	1.3	1.6	68.6
	AB	27-36	18	8.2	3.6	1.6	2.2	86.7
	Bg	36-60	20	6.4	4.0	1.4	1.7	67.4
	Wr	60-85	19	5.7	4.5	1.7	1.8	71.8
	CTA	85-90	16	4.2	4.4	1.2	1.6	71.0
	W	90-110	16	3.8	4.4	1.1	1.8	69.5
Jarácuaro (Fluvisol)	Ah	0-5	44	9.6	7.3	4.6	4.2	58.4
	Ae1	5-12	40	9.4	7.1	4.2	3.9	61.2
	Ae2	12-20	39	9.6	5.5	3.5	2.9	55.2
	Ae3	20-30	37	9.8	5.6	3.5	2.5	57.9
	Ar	30-44	36	7.5	4.7	2.2	2.1	46.1
	Wr	44-100	34	8.2	5.6	3.3	2.0	56.4

3.4 Conclusión

Los suelos del humedal de Ichupio son suelos derivados de procesos coluviales con un desarrollo estructural bien definido comparado con los suelos del humedal de Jarácuaro derivados de procesos sedimentarios de baja energía. Los suelos estudiados presentan un nivel freático somero y periodos alternados de secado y humedecimiento en las capas superiores que influye de manera importante en los rasgos redoximórficos y en la estructura de sus horizontes. En el caso de los suelos del humedal de Ichupio, han formado estructuras bien desarrolladas de tipo de los bloques y prismas, mientras que en el humedal de Jarácuaro es masiva y dura su estructura, pese a los altos contenidos de materia orgánica.

Los suelos de Ichupio han expresado rasgos redoximórficos en la mayoría de sus horizontes derivado de la segregación de sesquióxidos de hierro y manganeso, indicando condiciones de secado y humedecimiento alternado. Por su parte, los suelos del humedal de Jarácuaro presentaron acumulación de materia orgánica siendo reservorios de carbono, y enmascarando posiblemente los rasgos redoximórficos por los contenidos altos de materia orgánica. En el Fluvisol, sobresalen en la zona más baja, poros de tipo vesicular no asociados a raíces y fuerte olor sulfuroso, que sugieren la formación de gases como el metano, formando burbujas que escapan del suelo dejando estos rasgos característicos.

Finalmente, los humedales de Ichupio fueron clasificados como Gleysols, como son reportados anteriormente por el INEGI, sin embargo, los humedales de Jarácuaro cambian de unidad, de Gleysol a Fluvisol.

CAPÍTULO IV

Almacenes de carbono en dos suelos de humedal, Michoacán, México

4.1 Introducción

Se reconoce que los almacenes de carbono orgánico más importantes del suelo se encuentran en los bosques primarios (nativos) y presentan diferencias significativas con los ecosistemas perturbados por las actividades humanas (Gardi *et al.*, 2014). Una gran cantidad de estudios sobre almacenes de carbono, han sido realizados en sistemas agrícolas y forestales. Dentro de las estimaciones globales de los almacenes de carbono en diferentes ecosistemas, los humedales son los menos representados a escala global. Se estima que los almacenes más pobres se encuentran en los desiertos cálidos con un contenido promedio de 170 t C ha^{-1} , mientras que las tundras tendrían una cantidad de 218 t C ha^{-1} (Amundson, 2001) sin que en estas estimaciones sean considerados los humedales. Post *et al.* (1982) reportan para humedales almacenes de 723 t C ha^{-1} siendo superior en contraste con los ecosistemas terrestres a nivel global. En humedales de los Estados Unidos de Norteamérica, se estima un almacén de carbono de $407 \pm 51 \text{ t C ha}^{-1}$ y de $236 \pm 47 \text{ t C ha}^{-1}$ en los sitios disturbados, lo que sugiere una pérdida del carbono por actividades antrópicas (Nahlik y Fennessy, 2016). En suelos de humedal del Perú bajo vegetación de *Scirpus americanus* (junco), se reportan valores de 99 t C ha^{-1} (Palomino y Cabrera, 2007).

En el caso de México, se cuenta con estimaciones por tipos de vegetación; para el bosque de ayarín (*Pseudotsuga menziesii*), el bosque de oyamel, y el popal son los tipos de vegetación con mayores contenidos de carbono orgánico con 175.58, 167.47 y 169.63 t C ha^{-1} respectivamente, en todos los casos se estimó a una profundidad de 30 cm (Paz *et al.*, 2016). Estudios puntuales, han reportado para la península de Yucatán valores de 1168 t C ha^{-1} en suelos de humedales con dominancia de vegetación de tular (*Thypha domingensis*) y de hasta 1166 t C ha^{-1} en manglares altos dominados por mangle blanco (*Laguncularia racemosa* L.) en ambos casos estimados a una profundidad de 100 cm (Adame *et al.*, 2013). Moreno *et al.* (2002) reportan un Histosol con mangle rojo (*Rhizophora mangle*) con un contenido de 471 t C ha^{-1} a una profundidad de 90 cm y un Histosol con mangle blanco (*Laguncularia racemosa*) con valores de 822 t C ha^{-1} hasta una profundidad de 200 cm. En manglares de Campeche Cerón-Bretón *et al.* (2011) calcularon el almacén de carbono entre 12 y 222 t C ha^{-1} con vegetación dominante de *Rhizophora mangle*, *Avicennia germinans*, *Laguncularia racemosa* y *Conocarpus erectus*. En Veracruz el almacén de carbono fluctúa entre 240 y 413 t C ha^{-1} en función de las características geomórficas (estuarino, perilacustre y depresional) sin diferencias significativas causadas por la vegetación (Marín-Muñiz *et al.*, 2014). De lo anterior se deriva la importancia de medir el almacén actual en cada ecosistema de las regiones tropicales y subtropicales, además de ser información de gran utilidad para los inventarios de carbono a nivel regional y nacional. Por lo anterior, el objetivo del presente capítulo fue medir el

almacén de carbono en dos suelos de humedal del lago de Pátzcuaro para contribuir con mayor información generada en humedales del país.

4.2 Materiales y métodos

La densidad aparente (Da) fue medida con el método del cilindro (Blake y Hartge, 1986) para ello se utilizaron tubos de PVC de 5.8 cm de diámetro (2 pulgadas) y 10 cm de largo, con un volumen de 264.2 cm³. Se colectaron cinco repeticiones en cada uno de los horizontes de los perfiles del suelo. Las muestras fueron almacenadas en bolsas de plástico bien cerradas y transportadas en frío a 4°C para reducir pérdidas de humedad por evaporación. En laboratorio el suelo fue secado a 105 °C durante 24 horas y pesadas hasta peso constante.

La materia orgánica y su equivalente en carbono orgánico fueron estimados por el método de combustión húmeda de Walkley y Black (Nelson y Sommers, 1996). Las raíces y el material fíbriico fueron separados del suelo con pinzas previo al análisis de la materia orgánica. El almacén de carbono fue estimado a partir de la siguiente fórmula: $CO\ t\ ha^{-1} = CO * Da * P$; donde el CO (carbono orgánico) es expresado en %, Da (densidad aparente) en t m⁻³ y P es el espesor del horizonte en metros.

4.3 Resultados y discusión

4.3.1 Almacenes de carbono

Los almacenes de carbono fueron diferentes entre los suelos hidromórficos estudiados; en el Gleysol el promedio de carbono por horizonte fue de 9.57 t C ha⁻¹, por el contrario en el Fluvisol fue 6 veces mayor el promedio por horizonte (57 t C ha⁻¹) con respecto al Gleysol (Cuadro 4.1). Respecto al almacén total, el Gleysol almacena 4.5 veces menos carbono que el Fluvisol. Lo anterior indica la relevancia de los suelos formados por influencia fluvial para almacenar carbono en los humedales de Pátzcuaro y podrían ser el reflejo de la acumulación de materia orgánica durante décadas o cientos de años.

La cantidad de carbono almacenado en los humedales de Pátzcuaro, son significativos si se contrastan con los almacenes por tipo de vegetación a escala nacional, en la cual, donde la vegetación hidrófila, la vegetación de popal, mangle y tular, representan los reservorios más grandes del país (169.63, 88.58 y 88.40 t C ha⁻¹, respectivamente) (Paz *et al.*, 2016). Los almacenes son solamente inferiores a los Histosoles de Tabasco bajo vegetación de mangle rojo (471.9 t C ha⁻¹) y mangle blanco (822 t C ha⁻¹) reportados por Moreno *et al.* (2002). Los valores encontrados en el presente estudio son, significativamente mayores (Cuadro 4.1) si se contrastan con el resto de los ecosistemas terrestres del país reportados por Paz *et al.* (2016). En el caso del Fluvisol, el almacén sería similar a los reportados para humedales perilacustrinos y estuarinos (349 y 283 t C ha⁻¹) y ligeramente mayor que en selvas inundables y humedales herbáceos (269 y 240 t C ha⁻¹) de la planicie costera del Golfo de México en el Estado de

Veracruz (Marín-Muñiz *et al.*, 2014) (Cuadro 4.1). Contrastado con los manglares rojos y blancos (12 a 222 t C ha⁻¹) de la Laguna de Términos, en Campeche (Cerón-Bretón *et al.*, 2011), los resultados para el Gleysol son intermedios entre estos dos ecosistemas. El Fluvisol, supera los valores de estos manglares. Valdés *et al.* (2011) informan de almacenes de carbono en manglares de Nayarit con valores de 73.7 y 106.7 t C ha⁻¹, medidos para la capa superficial (0-20), siendo superiores al Gleysol y similares para el Fluvisol, considerando una profundidad equivalente. Por otro lado, se presentó un almacén significativo en el Gleysol para la profundidad de 36 y hasta 85 cm, por el contrario, el Fluvisol presenta mayores almacenes en función de la profundidad, lo anterior sugiere tasas de baja descomposición en las capas inferiores en el suelo.

Cuadro 4.1. Almacenes de carbono de los suelos de humedal en Pátzcuaro, Michoacán.

Perfil	Horizonte	Profundidad	Espesor	Densidad aparente	Carbono orgánico	Almacén de Carbono	Concentración de carbono
		cm	cm	(g cm ⁻³)	(%)	t C ha ⁻¹	g C kg ⁻¹
Ichupio (Gleysol)	Ah	0-10	10	1.1	1.2	13.2	12
	A12	10-15	5	1.4	0.8	5.6	8
	Bg1	15-27	12	1.4	0.6	10.08	6
	Bg2	27-36	9	1.0	0.7	6.3	7
	Bg3	36-60	24	1.0	0.6	14.4	6
	2Wgr1	60-85	25	1.2	0.5	15	5
	2Wgr2	85-90	5	1.2	0.4	2.4	4
	2Wgr3	90-110	20	1.2	0.4	9.6	4
Total Promedio						76.58 9.57	
Jarácuaro (Fluvisol)	Ah	0-5	5	0.8	6.6	26.4	66
	Ae1	5-12	7	0.8	5.7	31.92	57
	Ae2	12-20	8	0.8	5.3	33.92	53
	Ae3	20-30	10	0.8	4.9	39.2	49
	Ar	30-44	14	0.7	4.7	46.06	47
	Wr	44-100	56	0.7	4.2	164.64	42
Total Promedio						342.14 57.00	

4.3.2 Distribución vertical del carbono

Debido a que el almacén o densidad del carbono, es función de la densidad aparente (g cm⁻³) y del espesor del horizonte (m), resulta difícil contrastar la distribución vertical del carbono, por lo cual se utiliza la concentración de carbono en porcentaje o la concentración de carbono (g C kg⁻¹). El Gleysol y el Fluvisol presentaron disminución de carbono como función de la profundidad y es similar a lo presentado en los Histosoles de Tabasco (Moreno *et al.*, 2002), situación similar se presentó en los humedales de Veracruz donde la concentración del carbono (g C kg⁻¹) se redujo con la profundidad (Marín-Muñiz *et al.*, 2014) y para los manglares de Campeche (Moreno *et al.*, 2010; Cerón-Bretón *et al.*, 2011).

4.4 Conclusión

Los estudios sobre almacenes de carbono en suelos de humedal del país, son escasos y más aún en cuerpos de agua como en lagos y lagunas con dominancia de vegetación de tular y presencia de especies como *Typha* sp y *Cyperus* sp. Los resultados entre almacenes no pueden compararse directamente debido al factor de profundidad de muestreo de los suelos. Por lo anterior, se requiere generar información para ser considerados en los presupuestos globales de captura de carbono y considerarlos como sitios prioritarios de conservación. Los resultados sugieren que los humedales del lago de Pátzcuaro almacenan cantidades superiores de carbono que la mayoría de los ecosistemas terrestres y son comparables con los manglares y a las selvas inundadas de Veracruz, por lo cual representan sitios de almacén de carbono del suelo prioritarios.

CAPÍTULO V

Calidad de información y detección de los dispositivos presentes en cámaras estáticas para coleccionar gases traza en suelos de humedal

5.1 Introducción

Se ha documentado que la calibración del cromatógrafo es determinante en la evaluación de gases, y se ha sugerido, que la calibración del mismo sea frecuente, utilizando al menos dos estándares de gases a lo largo de un día de trabajo y con ello poder generar datos confiables (Van der Laan *et al.*, 2009). En este mismo sentido, se ha sugerido que el error por cromatografía puede ser mayor cuando son datos obtenidos durante una campaña de un año de trabajo debido a las variaciones del propio equipo (Van der Laan *et al.*, 2009). Otra de las fuentes de error se atribuye al límite de detección del propio equipo, y es más significativo cuando las concentraciones son pequeñas (Parkin *et al.*, 2012). Estas fuentes de error pueden ser corregidas mediante métodos estadísticos convencionales de regresión. Errores causados por el vapor de agua en ambientes húmedos, representan la principal fuente de error en la medición cromatográfica (Van der Laan *et al.*, 2009; Rella *et al.*, 2015).

Las cámaras herméticas han sido ampliamente utilizadas para estimar los flujos de gas entre la superficie del suelo y la atmósfera. Dos tipos de cámara han sido utilizadas: estáticas y dinámicas. En las primeras, se colecciona la muestra en el campo y posteriormente se mide la concentración del gas en laboratorio. En las segundas, las cámaras generalmente están conectadas a un autoanalyzer y se pueden obtener los datos inmediatamente en el campo. Las principales fuentes de error por utilización de las cámaras herméticas son por diferentes factores, entre ellos, se han documentado las causadas durante la colocación de las cámaras sobre el suelo, al modificar el gradiente de difusión causado por la sobrepresurización de la cámara y la despresurización del suelo.

Otras fuentes de error son el número de muestras tomadas en el interior de la cámara (generalmente tres), el número de repeticiones por cámara, el tiempo de colecciona de los gases (comúnmente entre 60 s hasta 120 min), el uso de diferentes tamaños de área de la base de la cámara, diferencias en el volumen interno de las cámaras, el uso o ausencia de sistemas de turbulencia artificial al interior de la cámara producido con una bomba o ventilador que modifican la presión interna, entre otros de menor trascendencia (Takle *et al.*, 2003; Pumpanen *et al.*, 2004; Livingston *et al.*, 2006; Goldemfum, 2009; Madsen *et al.*, 2010; Muñoz *et al.*, 2011). Aunado a lo anterior, también hay fuentes de error inherentes a las variables del suelo, a la vegetación y al contenido de vapor de agua en la atmósfera (Wagner *et al.*, 1997; Conen y Smith, 1998; Tang *et al.*, 2003; Livingston *et al.*, 2006; Venterea y Baker, 2008; Vanatta y Cowles, 2011).

La utilización de diversos tipos de modelos de regresión para estimar los flujos del gas al interior de las cámaras, también puede ser una fuente de error. Resultados de investigaciones realizadas por diversos autores, han sugerido que las concentraciones del gas al interior de las cámaras presentan una tendencia que se ajusta a modelos no lineales cuando se cuenta con al menos cuatro lecturas (Wagner *et al.*, 1997; Davidson *et al.*, 2002; Nakano *et al.*, 2003; Livingston *et al.*, 2006; Kutzbach *et al.*, 2007; Senevirathna *et al.*, 2007; Forbrich *et al.*, 2010; Jiang *et al.*, 2010). Por el contrario, es difícil de establecer otro modelo de ajuste no lineal, cuando se cuenta únicamente con tres valores de concentración del gas en la cámara, siendo utilizado el uso de una recta como estimador de los flujos de gas (Wagner *et al.*, 1997; Livingston *et al.*, 2006). Por otro lado, el uso de las regresiones no lineales son adecuadas cuando los poros del suelo no están saturados de agua, cuando el suelo no tiene cobertura de vegetal, si el tiempo de medición es corto y si se asume que las condiciones al interior de las cámaras permanecen constantes, lo que en condiciones de campo resulta difícil de controlar (Wagner *et al.*, 1997; Livingston *et al.*, 2006; Kutzbach *et al.*, 2007). Parkin y Venterea (2010) y Parkin *et al.* (2012) sugieren que las regresiones de tipo lineal son adecuadas cuando se modifican las constantes de los modelos teóricos, un ejemplo de lo anterior, ocurre al instalar una cámara sobre el suelo.

Una vez identificadas las fuentes de error, éstas pueden reducirse mediante pruebas preliminares en cada sitio, a través de la utilización de protocolos adecuados (Davidson *et al.*, 2002; Venterea, 2010) o por medio de modelos estadísticos, que permitan cuantificar el grado del error (Parkin *et al.*, 2012).

Por lo anteriormente expuesto, explorar el efecto del instrumental de laboratorio y campo durante la medición de flujos de gases traza en los humedales del lago de Pátzcuaro, Michoacán, México, permitirá definir un protocolo adecuado para reducir la incertidumbre en la estimación de los flujos de estos gases para las condiciones de humedal en cuerpos de agua del centro de México y ser un punto de partida para futuras investigaciones sobre el tema.

5.2 Materiales y métodos

5.2.1 Equipo de cromatografía

Se utilizó un cromatógrafo de gases (GC) Agilent 6890 series. Para la separación de los gases se utilizó una columna porapak empacada marca Agilent 190006C-015 operada a una temperatura interna de 30 °C. El gas CO₂ fue transformado a metano después de que la muestra pasó por la columna utilizando un metanizador. El CH₄ y el CO₂ transformado en metano, fueron detectados mediante ionización de flama (FID) operado a 300 °C. El gas acarreador fue (N₂) con un flujo de 40 mL min⁻¹. Para la calibración del equipo se utilizaron estándares certificados de Praxair® con un error ± 5 %. La columna se limpió (purga) con alta frecuencia (± 100 muestras) incrementando la temperatura de la columna hasta 200 °C, con la finalidad de eliminar impurezas proveniente de los viales con muestras de gas. Posterior a cada purga, se

calibró el equipo con los gases estándar. La inyección de las muestras de gases en la válvula del cromatógrafo fue de manera manual tomando una alícuota de 1 mL con una jeringa (Hamilton Co.) de un vial de 20 mL de volumen.

5.2.2 Materiales utilizados en la colecta de los gases

Para coleccionar los gases (CH₄ y CO₂) en los dos sitios de estudio se utilizaron frascos viales de vidrio y volumen de 20 mL, sellados con encapsulador manual y una septa de silicona (*Corning System*, U.S.A) de 20x3 mm, este método es ampliamente utilizado en estudios de flujos de gases científicos debido a la alta plasticidad, resistencia y compresibilidad de los septas de silicona y casquillo de aluminio. Los frascos utilizados fueron evacuados para extraer el aire y remplazarlo con gas nitrógeno. El procedimiento fue el siguiente; 1) generación de vacío del vial durante 30 segundos, 2) inyección de nitrógeno durante 30 segundos para desplazar el aire del interior del frasco, se repitieron los pasos uno y dos y se finalizó con 1 ½ min de vacío. El sistema de vacío se realizó mediante un sistema cerrado de tubería de cobre conectado a una bomba de ¼ de hp en un extremo y un tanque con nitrógeno en el extremo contrario. Los frascos viales fueron conectados en las terminales de seis salidas que terminan en agujas hipodérmicas controladas por un sistema de apertura y cerrado por llaves manuales. El sistema cuenta con un manómetro que permite identificar si el sistema se encuentra totalmente hermético durante el evacuado de los frascos viales.

5.2.3 Descripción de las cámaras herméticas

Las cámaras utilizadas en el presente estudio fueron del tipo hermética, sin ventilas y sin ventiladores al interior para evitar las perturbaciones causadas por el viento y la turbulencia de acuerdo con Lai *et al.* (2012). Las cámaras cerradas utilizadas en los ensayos de campo fueron de dos tipos y materiales; 1) oscuras, para la medición de la respiración (emisión de gases) y 2) transparentes para medir la fotosíntesis (asimilación de gases). Las cámaras oscuras fueron de dos formas: tubulares y rectangulares. Las primeras construidas de material reflejante (acero inoxidable) con base circular de 20 cm de diámetro (157.08 cm²) y altura de 30 cm. Las rectangulares de 40 x 30 cm (1200 cm²) y altura de 15 cm. La altura efectiva al interior de la cámara fue variable en función del tirante de agua. Las cámaras transparentes fueron construidas de acrílico (transparencia de 90 % medido con un PAR), con base rectangular de 40 x 30 cm (1200 cm²) y altura de 15 cm cuando se midió con pastizal hidrófilo y de 100 cm de alto para vegetación hidrófita enraizada emergente (*Typha* sp y *Cyperus* sp). Todas las cámaras descritas presentan un orificio de 10 mm en la parte superior para colocar una septa gris de silicona, donde se inserta la aguja de dos vías y coleccionar la muestra de los gases del interior de la cámara. Todas las cámaras fueron equipadas con termómetros de plasma en su interior con una precisión de 1 °C, para conocer la temperatura inicial y final durante la colecta de los gases.

5.2.4 Ensayos de laboratorio

El cromatógrafo puede introducir errores inherentes al propio equipo y por su manejo en laboratorio. Para conocer los posibles errores introducidos por el equipo causado por la deriva, o la oscilación del mismo, se realizó una prueba de Kruskal-Wallis, para comparar los datos observados contra los datos esperados del estándar ($n = 53$). Para realizar esta prueba se utilizaron todos los valores obtenidos durante el periodo de estudio considerando las calibraciones realizadas del equipo durante los días de medición en el cromatógrafo. Adicionalmente se realizó una prueba de rachas de Wald–Wolfowitz para conocer si el cromatógrafo se comportó de manera similar durante el periodo de trabajo o se presentaron efectos de oscilación (diferencias en la sensibilidad de las lecturas).

Los datos fueron ordenados por fechas consecutivas, (Fecha inicio: 10/02/2009; Fecha de terminación 13/10/2010, total de muestras, 510). Las concentraciones estándar de metano utilizadas fueron 0.03, 1.0, 99.3, 970, 1002 mg m^{-3} y de bióxido de carbono fueron 30.2, 299, 450, 1516, 4975, 5120 mg m^{-3} . Adicionalmente, se realizó una regresión utilizando los datos esperados (estándar) y lo observado, y se determinó el coeficiente de Pearson.

5.2.5 Hermeticidad de los frascos viales

Se probaron dos grupos de frascos viales: (1) evacuados y (2) con una concentración de gas estándar conocida. Los dos grupos de frascos viales fueron sometidos a condiciones de campo y devueltos al laboratorio para probar si presentaron cambios en la concentración de los dos gases, como prueba de su hermeticidad.

5.2.6 Repetitividad de las muestras de gases colectadas en los viales

Uno de los principales problemas en los estudios de flujo de gases, durante una o más campañas de muestreo, es la cantidad de muestras a analizar en laboratorio por técnicas de cromatografía de gases. Estudios previos han sugerido que los gases de un mismo vial, deberían de leerse dos veces para obtener un buen valor del cromatógrafo y tener dos muestras independientes en cada lectura de la atmósfera interna de la cámara (Parkin y Venterea, 2010; Parkin *et al.*, 2012). Lo anterior implica una cantidad de esfuerzo humano y económico muy grande por la cantidad de repeticiones en el campo y muestras que deben de medirse en el laboratorio.

Por lo anterior, se midieron muestras de viales dos veces en el cromatógrafo para obtener pruebas de la repetitividad de los datos y de muestras independientes de la atmósfera de las cámaras. Una prueba de Kruskal-Wallis para muestras pareadas fue realizada para comparar entre lecturas de la concentración del gas del mismo vial. Las muestras pareadas colectadas en distintos viales se analizaron con una prueba de U Mann-Whitney para muestras independientes.

5.2.7 *Ensayos en campo*

La colecta de los gases en el campo se realizó entre el día 24 de enero de 2009 y el 20 de febrero de 2010, con una periodicidad de 15 días, y entre las 7:00 hrs y las 19:00 hrs (periodo de luz) en los dos humedales de lago de Pátzcuaro. Se colectaron muestras en cinco micrositios en el humedal de Ichupio y cuatro para el humedal de Jarácuaro, en un gradiente de humedad que varía de suelo temporalmente saturado a suelo permanentemente saturado. La distancia entre los micrositios fue de dos metros en Ichupio y de cuatro en Jarácuaro.

Las condiciones del suelo para la instalación de las cámaras fueron las siguientes: (1) suelo desnudo (respiración del suelo); (2) Rizoma (respiración suelo y raíz); y (3) suelo, raíz y zona aérea de la vegetación (respiración y fotosíntesis). El lapso de colecta en cámaras oscuras y transparentes fue de 30 minutos para 0, 10, 20 y 30 min y se obtuvieron cuatro concentraciones de gas (C_1 , C_2 , C_3 y C_4), que corresponden a cada uno de los tiempos, respectivamente. Adicionalmente se colectaron de 0, 3, 6 y 9 min (C_1 , C_2 , C_3 , C_4) en las cámaras transparentes. Los flujos de gases son estimados positivamente o negativamente por el incremento o decremento en la concentración del gas al interior de las cámaras para un tiempo dado (C_1 , C_2 , C_3 y C_4). La C_1 corresponde a la concentración inicial (tiempo cero, t_0) y las subsecuentes lecturas corresponden a las incrementos o decrementos medidos a los 10, 20 y 30 min.

5.2.8 *Procedimiento para la colecta de muestras de gas in situ*

Los gases se colectaron del interior de la cámara introduciendo una aguja de dos vías entre la septa y el vial durante al menos un minuto para igualar las presiones entre el interior de la cámara y el vial. Las muestras fueron llevadas al laboratorio y se midieron en un periodo no mayor a 30 días en función de las muestras previas acumuladas.

5.2.9 *Efecto del tipo de modelo de regresión en la estimación de los flujos de gas*

Los flujos de gases son estimados a partir de la tasa de cambio de la concentración de los gases en el interior de las cámaras. Por lo anterior es necesario aplicar un modelo de regresión para calcular la pendiente de la concentración del gas vs el tiempo de medición. Se probaron tres modelos de regresión; un modelo lineal y el modelo cuadrático (Quad) de (Wagner *et al.*, 1997) (para cuatro puntos), y el modelo de Hutchinson y Mosier (aplicable a tres concentraciones), los cuales fueron calculados en una hoja de Excel® propuesto por Venterea (2010) disponible en la dirección <http://jeq.scijournals.org>. Para lo anterior, se escogieron como ejemplo dos cámaras oscuras de un micrositio; una de ellas con vegetación y otra sin vegetación con los mismos parámetros edafoclimáticos.

Para contrastar los valores y tener un punto de vista de las diferencias entre los tres estimadores del flujo, el mismo modelo de flujo teórico (TFU-Subestimación del Flujo Teórico) (Venterea, 2010) indica los valores porcentuales de la subestimación con respecto a un valor teórico derivado de la teoría de flujo de gas en el suelo.

Los datos de las cámaras fueron del día 12 de septiembre de 2009. El modelo TFU requiere de algunos parámetros ambientales, los cuales fueron: presión = 7.89 atm, temperatura de la cámara = 33 °C, tiempo $h = 0, 0.17, 0.33$ y 0.50 , volumen de la cámara = 6864 cm^3 , densidad aparente del suelo = 1.1 g cm^{-3} , Contenido de agua $0.47 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ (porosidad $0.57 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), temperatura del suelo = 29.4 °C , pH del suelo = 8.2 , arcilla = 25% (0.25). Los valores de C_1, C_2, C_3 y C_4 fueron $1119, 1688, 2081$ y 2853 mg m^{-3} de CO_2 para la cámara opaca con vegetación y de $1119, 1041, 1379$ y 1467 mg m^{-3} de CO_2 para la cámara sin vegetación.

5.2.10 Mediciones ambientales

En cada micrositio (condición del suelo), se obtuvieron mediciones de variables edafoclimáticas para obtención de los flujos de gas. Se midió la temperatura del suelo en los primeros cinco centímetros de profundidad (termómetro Hanna HI 98840™) y la humedad del suelo por gravimetría. La velocidad del viento (ms^{-1}) y la temperatura del aire (T°) (Sper Scientific® Anemómetro 840003) durante el tiempo de la colecta de gases. La intensidad de la luz fue medida con un sensor de radiación solar (PAR) de Decagon Devices® (Wm^{-2}).

5.2.11 Análisis de los datos

Los cromatogramas fueron integrados manualmente en el software GC Chemstation Rev.A.08.03[847] Copyright © Agilent Technologies 1990-2000. Los análisis estadísticos fueron de tipo no paramétrico debido a que los datos no presentaron distribución normal y se realizaron utilizando el programa MINITAB® Release 14.1.

5.3 Resultados y discusión

5.3.1 Estabilidad del cromatógrafo

La prueba de Kruskal-Wallis sugiere que no hay diferencias significativas entre los valores de los gases estándar y la lectura del cromatógrafo, lo anterior es significativo, debido a que indica que los resultados obtenidos por cromatografía fueron consistentes durante el periodo de trabajo ($\text{CH}_4, p = 0.067, n = 237, \text{g.l} = 189$ y $\text{CO}_2 p = 0.170, n = 256, \text{g.l} = 220, \text{ y } \alpha = 0.05$; prueba de Kolmogorov-Smirnov, $p < 0.010, \alpha = 0.05$, para ambos gases). Los valores obtenidos por regresión fueron de 99.2% para el metano y de 99.1% para el bióxido de carbono (Figura 5.1).

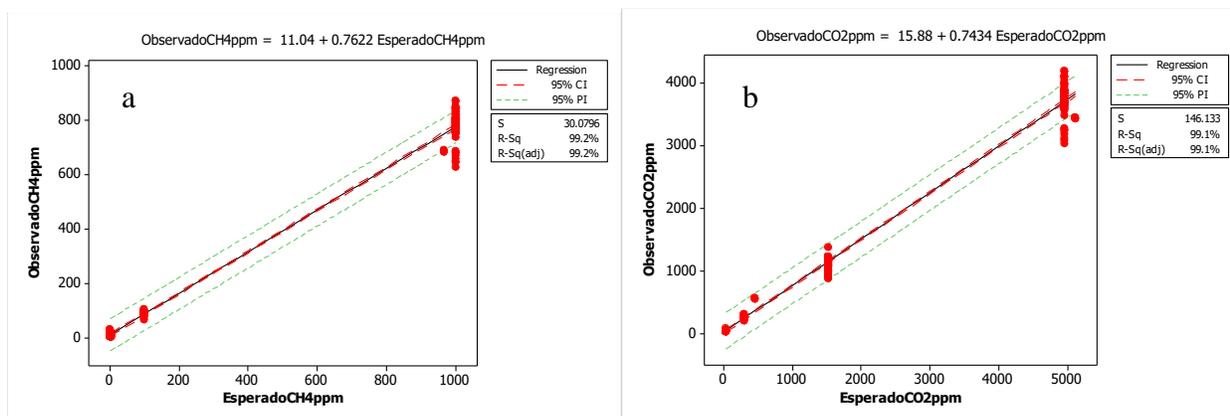


Figura 5.1. Regresión entre la concentración de metano y bióxido de carbono (observado vs esperado) (pares, n = 237). Metano (a), bióxido de carbono (b).

Los resultados mostraron que el equipo de cromatografía presenta fluctuaciones estadísticamente en las lecturas durante el periodo de estudio (10/02/2009 al 13/10/2010). De acuerdo los resultados de la prueba de rachas de Wald–Wolfowitz, la serie de datos acumulados no es homogénea ($p = 0.000$, $\alpha = 0.05$, $n = 510$), lo anterior puede interpretarse de la siguiente manera: el equipo de cromatografía presenta diferente sensibilidad durante un periodo largo de tiempo de trabajo, pudiendo ser causado por las variaciones atmosféricas (presión, temperatura y humedad), el manejo en laboratorio y los componentes del propio equipo, entre otros que pueden causar incompatibilidad entre diferentes laboratorios (Cleaver, 2001). De lo anterior se sugiere un acondicionamiento del laboratorio de trabajo con clima estable.

Los cromatogramas no presentaron picos negativos también llamados “*water dip*” causados por la entrada de agua en el detector de gases (Vanatta y Cowles, 2011; Rella *et al.*, 2015), lo anterior sugiere, que purgar el equipo después de 100 muestras leídas, fue suficiente para eliminar el agua acumulada dentro de la columna y evitar ruidos en los cromatogramas. El tiempo utilizado para cada purga y reiniciar las lecturas puede llevar 45 a 60 minutos para el equipo utilizado en el presente trabajo.

5.3.2 Hermeticidad de los frascos viales

Las pruebas de hermeticidad en viales evacuados, presentaron los siguientes valores promedio: CH₄ $13.7 \pm 7.0 \text{ mg m}^{-3}$ y de CO₂ $136.6 \pm 70.3 \text{ mg m}^{-3}$, $n = 12$, siendo, en todos los casos valores por debajo de la concentración media de la atmósfera (CH₄ $24.2 \pm 11.1 \text{ mg m}^{-3}$ y de CO₂ $519.8 \pm 236.2 \text{ mg m}^{-3}$). Lo anterior sugiere que los frascos viales son un buen sistema de colección de gases en suelos de humedal. Por lo anterior, no existen evidencias de que los frascos viales introduzcan error en la estimación de los flujos de carbono con cámaras estáticas. Los resultados son consistentes con lo reportado por Glatzel y Well (2008) como uno de los sistemas más consistentes aun cuando se presentan variaciones importantes con cambios de presión, temperatura y número de pinchados de la septa de silicona.

5.3.3 Efecto de la repetitividad de las muestras

La prueba de Kruskal-Wallis sugiere que no existen diferencias significativas estadísticamente (CH_4 $p = 0.423$, D.E = 7.0, $\alpha = 0.05$, $n = 7$, $g.l = 6$; CO_2 $p = 0.423$, D.E = 97.1, $\alpha = 0.05$, $n = 7$, $g.l = 6$) entre la primera y segunda lectura de las alícuotas tomadas del mismo vial. Lo anterior sugiere, que no existe la necesidad de realizar una segunda lectura y reduce significativamente el tiempo de trabajo en laboratorio, en contraste con los protocolos sugeridos por otros autores (Parkin y Venterea, 2010; Parkin *et al.*, 2012). Los datos no son concluyentes por el número de muestras utilizadas pero son un punto de partida para trabajos posteriores.

En este contexto, las muestras colectadas por duplicado (pareadas) al interior de las cámaras, sugieren con base en la prueba de U de Mann-Whitney, que no hay suficiente evidencia que demuestre que las medianas sean diferentes ($p = 0.6891$, $\alpha = 0.05$, D.E = 8.3 para el CH_4 y $p = 1.000$, $\alpha = 0.05$, D.E = 179.5 para el CO_2 ; Kolgomorov-Smirnov, $p < 0.010$ para un $\alpha = 0.05$). Lo anterior indica, que el no contar con repeticiones para cada concentración de gases, en los intervalos de tiempo establecidos para las cámaras estáticas (punto de la recta; C_1 , C_2 , C_3 , C_4), no introduce error que modifique significativamente la estimación de los flujos de gas para los humedales estudiados. En el mismo sentido que en el párrafo anterior, se pueden obtener resultados estadísticamente aceptables sin necesidad de contar con muestras por duplicado, reduciendo los tiempos y costos del estudio, en contraste con lo sugerido por Parkin y Venterea, 2010 y Parkin *et al.*, 2012.

5.3.4 Efecto del tiempo inicial (t_0) en la estimación del flujo

Uno de los efectos más significativos en las cámaras, son los artificios introducidos durante la instalación de las cámaras sobre el suelo. En la figura 5.2a se muestra un error de este tipo causado por la presurización durante la instalación de la cámara. Una interpretación errónea en las tendencia del gas, puede ser causada al considerar a la concentración inicial (C_1) del tiempo cero (t_0), con valores mayores a los de la atmósfera, cuando el valor teórico debería de ser el mismo que el atmosférico.

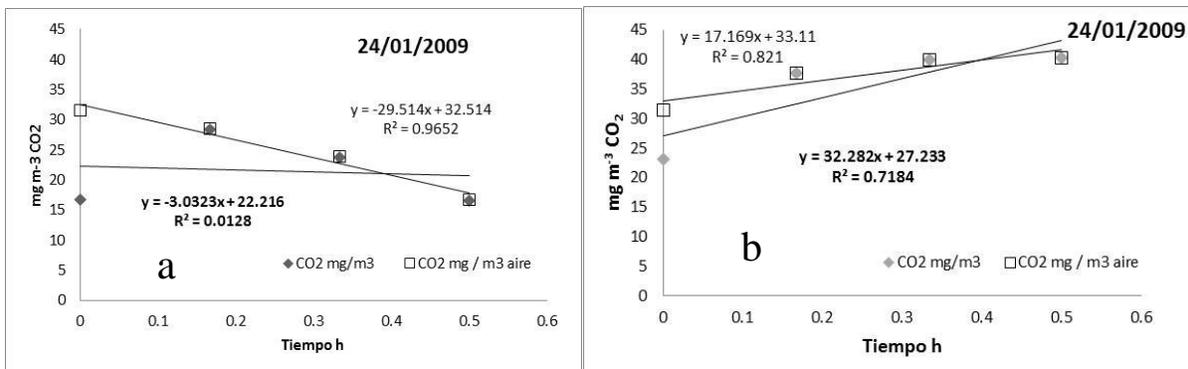


Figura 5.2. Errores introducidos por artificios de las cámaras estáticas herméticas (opacas y transparentes) para el tiempo cero (t_0) ($n = 4$).

En el presente estudio se consideró como un valor adecuado para el tiempo cero, el valor de la concentración del gas en la atmósfera medido fuera de la cámara, y como se aprecia en la figura 5.2b se obtiene un mejor ajuste, y se reduce el efecto de cambios de presión. De tal manera que el valor de la atmósfera es la concentración del tiempo inicial (t_0) como una alternativa para reducir el efecto descrito por Davidson *et al.* (2002) y evitar así, interpretaciones erróneas de los flujos.

Para el caso de C_2 , C_3 y C_4 son los valores del interior de la cámara y se asume que existe en esos momentos un equilibrio de la presión. Lo anterior se logra dejando la cámara recién instalada durante un minuto sin la septa de silicona para favorecer el equilibrio entre la cámara y la atmósfera, situación similar a lo que se puede lograr con las cámaras que presentan ventilas pero con la ventaja sobre las mismas, que no se ven afectadas por los cambios de velocidad del viento (Conen y Smith, 1998) definido como efecto “*venturi*” (Lai *et al.*, 2012).

5.3.5 Efecto de la humedad en cámaras transparentes

Otro artificio importante dentro de las cámaras, es la reducción de la luz por el efecto de la opacidad derivada de la humedad acumulada y adherida las paredes la cámara por el fenómeno de adhesión. Las cámaras transparentes fueron probadas durante 30 min, de la misma manera que las cámaras oscuras, con el fin de homogeneizar los tiempos. Sin embargo, los resultados sugieren que para periodos mayores a 10 minutos, presentaron cambios significativos en la concentración de los gases atribuibles a la modificación en la transparencia de la cámara y por el incremento de la temperatura interna con respecto al exterior ($> 10\text{ }^\circ\text{C}$, después de 10 min). En algunos de los casos, se presentaron caídas drásticas en la concentración de los gases dando como resultado valores negativos, con respecto al tiempo 0, después de 10 minutos.

En este estudio se sugiere resolver el problema reduciendo los tiempos de lectura de 30 minutos a solamente 9 minutos. Los resultados obtenidos con 0, 3, 6 y 9 min, fueron resultados razonablemente buenos, evitando caídas drásticas en la concentración de los gases.

5.3.6 Patrones de datos para cuatro puntos de muestreo al interior de las cámaras herméticas

De las curvas generadas a partir de la concentración de gas (variable dependiente) y el tiempo de medición (variable independiente), se encontraron distintos patrones de regresión, lo que dificulta la decisión de escoger un método adecuado de regresión para estimar los flujos de gas, siendo consistente por lo reportado por otros autores (Parkin y Venterea, 2010). Sin embargo se ha sugerido utilizar una regresión lineal, debido a que no se pueden separar los efectos causados por cambios en la humedad, presión y otros factores al interior de las cámaras y además es el tipo de regresión utilizada por cámaras dinámicas (Lai *et al.*, 2012), con fines de comparación resultaría mejor tener los mismos tipos de regresión.

Otros autores han reportado el problema de utilizar diversos modelos de regresión en una misma investigación, además sugieren no eliminar datos a juicio del investigador, que suele ser utilizado para

obtener mejores ajustes de la recta, a menos que sean explicados por una perturbación conocida (Parkin y Venterea, 2010; Parkin *et al.*, 2012), además de que la decisión de escoger diferentes modelos para cada caso particular, no garantiza que se tenga una mejor estimación del flujo (Wagner *et al.*, 1997; Livingston *et al.*, 2006; Parkin y Venterea, 2010) y resulta un gasto de recurso de tiempo muy elevado para una investigación con muestreos intensos.

5.3.7 Efecto del tipo de modelo de regresión en la estimación de los flujos de gas

Finalmente, en lo que respecta a las regresiones como estimadores para los flujos de gas, en el primer ejercicio, cámara con vegetación, los flujos calculados fueron de 59.8 $\mu\text{g C m}^2 \text{ h}^{-1}$ si se aplica un modelo lineal y de 43.7 $\mu\text{g C m}^2 \text{ h}^{-1}$ con el modelo cuadrático (Quad), para el modelo de Hutchinson y Mosier, el cálculo del flujo no es posible debido a que C_2 fue menor (1041 $\text{mg m}^{-3} \text{ CO}_2$) con respecto al C_1 (1119 $\text{mg m}^{-3} \text{ CO}_2$), siendo una limitante importante de este modelo sobre todo si se manejan grandes volúmenes de datos.

En el segundo caso, en la cámara oscura sin vegetación, los flujos fueron de 14.7 y 1.6 $\mu\text{g C m}^2 \text{ h}^{-1}$ con el modelo lineal y cuadrático, respectivamente y de 9.4 $\mu\text{g C m}^2 \text{ h}^{-1}$ utilizando el modelo de Hutchinson y Mosier. Se observan diferencias importantes entre un estimador y otro, los resultados se resumen en el Cuadro 5.1.

Los resultados sugieren que el porcentaje en la subestimación del flujo es de 52.3 % cuando se utilizó el modelo lineal y de 33.8 % cuando el modelo fue cuadrático (Quad) en ambos casos, lo anterior sugiere que el modelo lineal presenta mayor porcentaje de flujo comparado con el modelo teórico de flujo. Sin embargo, el modelo no considera la interacción con la vegetación, sino solamente los parámetros edafoclimáticos (Venterea, 2010) de ahí que los valores sean iguales en ambos ejercicios.

Cuadro 5.1. Resumen de los flujos de gases estimados por tres modelos de regresión.

Modelo	Con		Sin	
	vegetación	R ²	vegetación	R ²
	$\mu\text{g C m}^2 \text{ h}^{-1}$		$\mu\text{g C m}^2 \text{ h}^{-1}$	
Lineal	59.8	0.986	14.7	0.757
Cuadrático	43.7	0.993	1.6	0.946
Hutchinson y Mosier	n.d.	n.d.	9.4	0.314

Nota: El modelo Hutchinson y Mosier no es posible de obtener en la cámara con vegetación.

Derivado de lo anterior, se muestra la dificultad que implica el decidir el tipo de modelo a utilizar en un estudio de flujo de gases, y por qué las discusiones al respecto en la literatura siguen siendo un tema de actualidad (Wagner *et al.*, 1997; Davidson *et al.*, 2002; Nakano *et al.*, 2003; Takle *et al.*, 2003; Pumpanen

et al., 2004; Livingston *et al.*, 2006; Kutzbach *et al.*, 2007; Senevirathna *et al.*, 2007; Goldemfum, 2009; Forbrich *et al.*, 2010; Jiang *et al.*, 2010; Madsen *et al.*, 2010; Ventera, 2010; Muñoz *et al.*, 2011; Lai *et al.*, 2012).

Resalta la importancia de continuar este tipo de estudios en suelos de humedal, donde los trabajos son aún escasos en la literatura y donde las implicaciones pueden ser mayores inclusive durante la medición de gases en el laboratorio cuando las muestras de gases son acompañadas de vapor de agua (van der Laan *et al.*, 2009; Vanatta y Cowles, 2011; Rella *et al.*, 2015).

5.4 Conclusiones

Los resultados mostraron que los frascos viales son razonablemente aceptables como sistema de captura de gases en un sistema hermético, al no encontrar evidencia de que sean una fuente de error.

El cromatógrafo presentó resultados razonables entre los valores observados y esperados durante el periodo de estudio, sin embargo, se presentó oscilación o variación durante el periodo de estudio, siendo significativo en la medición de bióxido de carbono, no así para el metano, lo que sugiere que el laboratorio de cromatografía debe contar con sistema de clima para reducir la variación de la sensibilidad en las lecturas. Se encontró que purgar el cromatógrafo con frecuencia, es decir cada 100 muestras fue suficiente para que no se presente el efecto “water dip” causado por la entrada de agua en el detector de gases y que se presenta como picos negativos en los cromatogramas.

Por otro lado, se encontró evidencia estadística que sugiere la posibilidad de eliminar las muestras pareadas en cada cámara para obtener los puntos C_1 , C_2 , C_3 y C_4 en la estimación del flujo, así como leer una sola ocasión el gas contenido de un frasco vial, en contraste con lo que aconsejan algunos autores.

En el presente estudio se encontró que al instalar la cámara se presenta un efecto de sobrepresurización y se sugiere reemplazar la concentración inicial (C_1) del tiempo cero por el valor de la concentración de la atmósfera medido fuera de la cámara.

El tiempo adecuado para medir la concentración de gas en cámaras transparentes fue de 9 minutos, debido a que la cámara presenta reducción en la entrada de luz por efecto del vapor de agua que se adhiere a las paredes y al incremento de la temperatura interna con respecto a la exterior.

Los resultados indican la dificultad de decidir sobre el tipo de correlación a emplear en la estimación del flujo contrastando el tipo lineal, cuadrático y el modelo Hutchinson-Mosier, este último modelo falla cuando una de las concentraciones se reduce por efecto de la asimilación de los gases. Finalmente, se encontró un mayor grado de subestimación del flujo de gas utilizando una regresión lineal (52.3 %) con respecto a una regresión cuadrática (33.8 %), comparados contra un modelo teórico para flujo de gas del suelo. Desafortunadamente no se cuenta con información referente a flujos de gases en el lago de Pátzcuaro que permitan contrastar los resultados obtenidos en este estudio.

CAPÍTULO VI

Concentración temporal de metano y dióxido de carbono en la atmósfera cercana al suelo de la zona lacustre de Pátzcuaro, Michoacán, México

6.1 Introducción

Los humedales naturales en el mundo ocupan alrededor de 5 260 000 km² (Matthews y Fung, 1987; Aselmann y Crutzen, 1989) de los cuales México reúne 125 000 km² de humedales potenciales; incluyen sus litorales y humedales terrestres (INEGI, 2014). La CONABIO (2009) reporta 6 550 km² de humedales costeros, de aquí que la diferencia 118 450 km² correspondan a humedales terrestres. Estos sistemas son considerados globalmente como puntos emisores de Gases de Efecto de Invernadero (GEI), principalmente de metano hacia la atmósfera, se estima que su emisión es de alrededor de 200 kg CH₄ ha⁻¹ año⁻¹ (Jhonson y Jhonson, 1995; Mitra *et al.*, 2005). Las concentraciones atmosféricas a nivel global de bióxido de carbono y de metano, son aproximadamente de 400 mg m⁻³ y 1.7 mg m⁻³, respectivamente (Dlugokencky *et al.*, 2003). Se ha documentado que la concentración media de gases en la atmósfera, es mayor en las zonas cercanas al ecuador o latitudes meridionales (Kelling *et al.*, 1989a) y aún mayor en zonas asociadas a humedales y lagos (Bastviken *et al.*, 2004; Casper *et al.*, 2000), donde los flujos de gases son controlados por los procesos oxidativos y reductivos de la rizósfera dependientes del nivel del agua, de la temperatura y la materia orgánica fresca que se incorpora al suelo (Walter *et al.*, 2001). La concentración de gases en la atmósfera no se mantiene constante en el tiempo, sino que presenta variaciones de manera sistemática, cerca de las áreas de humedales (Kelling, 1960; Arkebauer *et al.*, 2001). Estas fluctuaciones son más evidentes para el CO₂ que para el CH₄, por ser dependiente de la fotosíntesis, de la respiración de la vegetación terrestre y del suelo (Kelling, 1960; Heimann *et al.*, 1989). En lo que respecta al CO₂, la literatura menciona que los humedales son sitios que funcionan potencialmente como sumideros de carbono gracias a la asimilación de la vegetación hidrófita, y se estima capturan alrededor de 4.2 t CO₂ ha⁻¹ año⁻¹, mediante mecanismos en donde el almacén de CO₂ ocurre en el aerénquima en especies emergentes enraizadas (Constable y Longstreth, 1994); sin embargo, el consumo de gases por la vegetación es dependiente principalmente de la temperatura, ocurriendo la mayor asimilación, a temperaturas cercanas a 30 °C, con una gran variabilidad espacial que dificulta modelar fácilmente la captura (Rich y King, 1998). Con respecto al metano, la vegetación hidrófita es considerada como un sistema de emisión desde el suelo, causado por la diferencia de concentración del gas entre el suelo y la atmósfera, y utiliza como medio, el aerénquima para salir a la atmósfera; se han reportado relaciones significativas con variables ambientales que causan cambios temporales (Arkebauer *et al.*, 2001).

La destrucción o transformación antrópica de los humedales y la sensibilidad que presentan a los efectos del cambio climático, causa que se estén transformando en emisores potenciales de CO₂ (Mitra *et al.*, 2005). Resulta oportuno mencionar que los humedales a nivel mundial han sido destruidos por eventos meteorológicos o transformados por procesos antrópicos a tasas aceleradas; para ilustrar esto, en China se estima que ha perdido el 21.6 % de la superficie de los humedales en un lapso de 50 años (An *et al.*, 2007), situaciones análogas se presentan en Australia y África (Kingsford y Thomas, 2004; Balirwa, 1995). En el caso de México, estimaciones recientes, sugieren que han desaparecido alrededor del 62 % de sus humedales; sin embargo, en nuestro país los estudios se han enfocado principalmente en humedales costeros sin contar con datos precisos para los humedales terrestres (Landgrave y Moreno-Casasola, 2012).

Es importante generar información sobre un tema poco explorado en lagos subtropicales de nuestro país (Marín-Muñiz *et al.*, 2015) y en Sudamérica (Esquivel-Hernández *et al.*, 2015), además de contribuir al conocimiento global, sobre el intercambio de carbono entre la atmósfera y los lagos (Schindler, 2009). Los alcances del presente estudio rebasan el conocimiento de la variación de los gases a largo plazo, pero intentan conocer los cambios que presentan los gases durante una campaña de muestreo. Por lo anterior, el objetivo del presente estudio fue explorar la concentración del carbono (CO₂ y CH₄) en la atmósfera cercana al suelo (~ 1 m), en los humedales lacustres del Lago de Pátzcuaro.

6.2 Materiales y Métodos

6.2.1 Colecta de muestras

Las muestras de gases, fueron colectadas durante una campaña de muestreo, con una duración de quince meses (enero de 2009 - marzo de 2010) a intervalos de 15 días. Las muestras se colectaron en la atmósfera cercana al suelo (\approx 1 m). Las colectas se realizaron durante la fase de luz del día (7:00 – 19:00 horas) y se tomaron entre siete y ocho muestras durante el día. Adicionalmente, se tomaron datos de la temperatura del aire, temperatura del suelo, velocidad del viento y presión de la atmósfera. Las muestras fueron colectadas sin repetición en diferentes momentos del día. Sin embargo, en algunos casos, se tomaron muestras por duplicado y triplicado a manera de control para conocer la calidad de los datos de las muestras sin repetición. Los frascos viales de cristal utilizados en la captura y transporte fueron de una capacidad de 20 mL. Los viales fueron previamente evacuados y sellados herméticamente con septa de silicona gris y asegurados con casquillos de aluminio, considerando algunas recomendaciones de acuerdo con Glatzel y Well (2008).

Para capturar el gas al interior del frasco vial, se insertó una aguja de doble punta perforando la septa de silicona, se dejó la aguja durante tres minutos para alcanzar el punto de equilibrio entre la atmósfera y el

interior del frasco y así obtener la concentración razonablemente con la de la atmósfera (Glatzel y Well, 2008).

6.2.2 Análisis estadísticos

Los análisis estadísticos fueron realizados utilizando el programa estadístico MINITAB® Release 15.

6.3 Resultados

En la figura 6.1, puede apreciarse que los datos mayores a 200 mg m⁻³ de CO₂ y de 10 mg m⁻³ de CH₄, corresponden a la distribución normal teórica esperada, sin embargo, los valores menores se desvían significativamente de este tipo de distribución; este es un comportamiento consistente con otros estudios a nivel mundial sobre gases traza (Smith *et al.*, 2002). Se observa que los valores por debajo del percentil diez, son los que más se alejan de la distribución teórica normal esperada. Los valores que se desvían del resto del grupo, no necesariamente deben de ser valores debidos a errores sistemáticos, sino valores extremos posibles de ocurrencia de acuerdo con lo sugerido por Smith *et al.* (2002). Lo anterior puede ser interpretado como picos de concentración de gases en la atmósfera durante ciertos momentos del año.

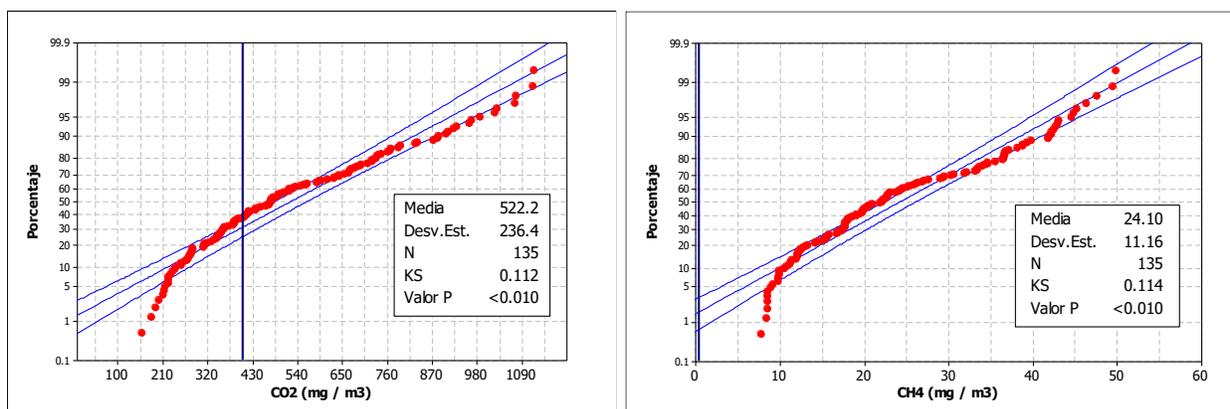


Figura 6.1. Distribución de la concentración de gases de la atmósfera cercana al suelo en Pátzcuaro, Michoacán, con respecto a una distribución normal. Las líneas verticales azules al interior de la gráfica, indican las concentraciones medias globales (Dlugokencky *et al.*, 2003).

Los valores medios para la atmósfera fueron de: CO₂ = 519.8 ± 236.2 mg m⁻³ y CH₄ = 24.2 ± 11.1 mg m⁻³, los valores mínimos y máximos correspondieron a 158.2 y 1119.1 mg m⁻³ para el bióxido de carbono y de 7.8 y 49.9 mg m⁻³ para el metano. Los valores atmosféricos tienden a agruparse alrededor de los 200 y 500 mg m⁻³ en el caso del CO₂ y de 8 a 23 mg m⁻³ en el caso del CH₄ (Figura 6.2). En este mismo sentido, la desviación estándar de los datos, representa una amplitud > 50 % respecto al valor medio. Lo anterior puede ser interpretado como la amplitud en la generación de los gases al interior del suelo.

La concentración promedio del CO₂ que es aceptada ampliamente para la atmósfera, es de 360 mg m⁻³ a 400 mg m⁻³, como un valor de referencia (Dlugokencky *et al.*, 2003); de acuerdo con lo anterior, nuestros valores de CO₂, sugieren que la mayor parte del año se encontraron por arriba de la media global en un 65 %, y solo un porcentaje menor de 35 %, por debajo de este valor de referencia; es decir solo una fracción del tiempo, los resultados anteriores, pueden interpretarse como un ecosistema emisor de CO₂.

Con respecto a los valores del metano, encontrados en el presente estudio, las concentraciones de este gas, fueron en todos los casos superiores a los valores de referencia globales de 1.75 mg m⁻³ (1750 ppb). Los resultados en el presente estudio, indican valores de metano en todos los casos, por encima de 7.8 mg m⁻³, por lo tanto, el 100 % de las muestras fueron superiores al valor medio global. Los resultados pueden ser interpretados como ecosistemas que funcionan como fuentes muy importantes de emisión de metano a la atmósfera y coincide con lo que reporta la literatura a nivel mundial sobre el funcionamiento de estos ecosistemas (Wuebbles y Hayhoe, 2000).

La figura 6.2, presenta la distribución de los gases de la atmósfera cercana al suelo durante la campaña de muestreo. Los datos presentaron coeficientes de variación (C.V) de 45.4 % para el bióxido de carbono y de 46.0 % en el caso del metano; lo anterior, sugiere prominente variabilidad a través del año. Estas variaciones han sido reconocidas desde los trabajos pioneros sobre gases de efecto invernadero (Kelling, 1960).

El CO₂ presentó un comportamiento bien marcado con respecto a los periodos lluviosos (Figura 6.3) decayendo a valores inferiores a 500 mg m⁻³. Por otro, lado el metano, no presentó tendencias bien marcadas que puedan relacionarse con la época seca o húmeda del año; sin embargo, los valores encontrados son muy altos con respecto a los valores de referencia reportados en la literatura, con valores medios de 24 mg m⁻³. Es oportuno mencionar, que el año de 2010, fue un año atípico con periodos de lluvia con inviernos lluviosos comparado con la tendencia promedio histórica de la región.

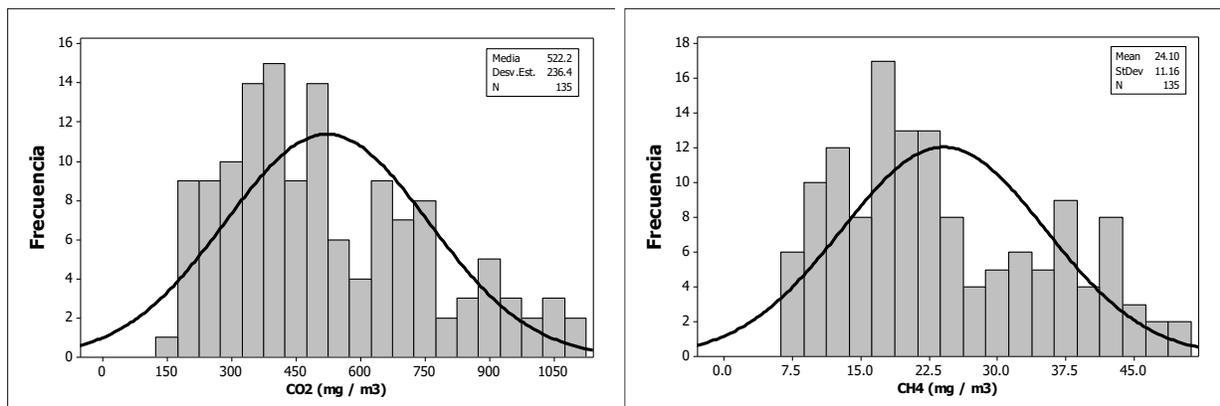


Figura 6.2. Distribución de la concentración de los gases en la atmósfera cercana al suelo durante la campaña de muestreo.

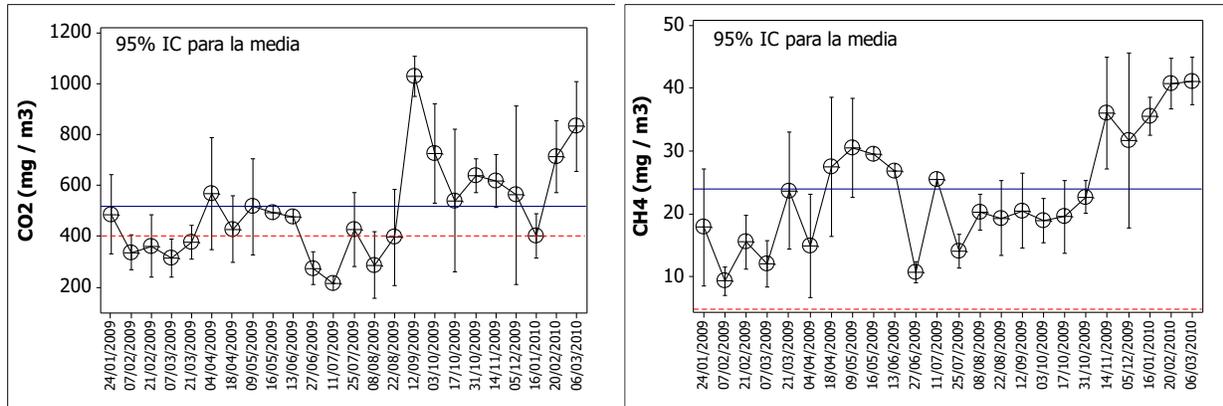


Figura 6.3. Variación de la concentración de gases en la atmósfera durante la campaña de muestreo. La línea azul sólida indica la media del conjunto de datos muestreado. La línea roja discontinua indica la media global.

Se presenta en la figura 6.4, la relación entre el CO₂ y el CH₄ en la atmósfera con una baja correlación entre ambos gases ($R^2 = 0.125$ o 12.5 %). Lo anterior sugiere independencia en la concentración de estos gases en la atmósfera entre sí, además de alta variabilidad respecto al valor central.

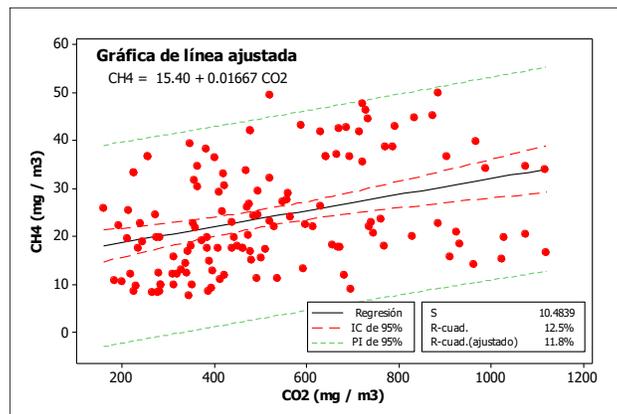


Figura 6.4. Relación entre la concentración del bióxido de carbono y el metano en la atmósfera cercana al suelo en los humedales de Pátzcuaro.

La figura 6.5 corresponde a una serie de tiempo en donde se muestran las temperaturas ambientales, se observa que las temperaturas mayores están asociadas a los meses de marzo a julio de 2009. Las temperaturas más bajas, se presentaron de noviembre de 2009 a enero de 2010.

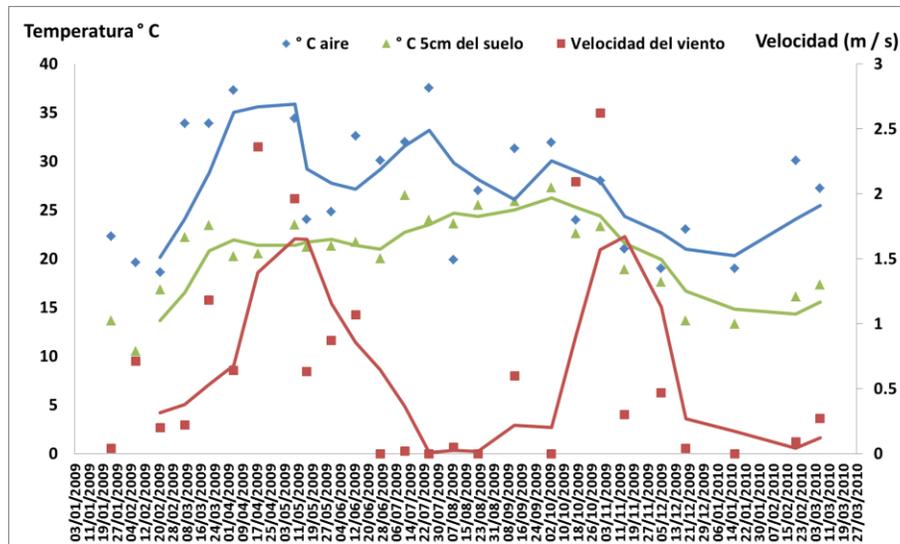


Figura 6.5. Series de tiempo para la temperatura del aire, del suelo a cinco centímetros de profundidad y velocidad del viento (medias móviles para conjuntos de tres datos).

La temperatura del suelo de los primeros cinco centímetros, presentó una marcha similar en términos generales a la temperatura del aire, pero sin los cambios bruscos que se presentaron en abril y julio de 2009 para la temperatura ambiental. Lo anterior sugiere menor sensibilidad del suelo a cambios abruptos de la temperatura. La temperatura del aire no fue un buen predictor de la temperatura del suelo ($R^2 = 0.1898$; $p = 0.002$), con diferencia significativa entre ellos.

En lo que se refiere a las velocidades de los vientos, se presentaron dos picos de mayores velocidades, para los meses de abril y mayo de 2009, el periodo de mayor calma, se presentó en el mes de agosto, asociado al mes más lluvioso del año.

6.4 Discusión

Los valores más bajos de bióxido de carbono se presentaron en la temporada de sequía de enero a junio del 2009, que puede ser relacionado con las fases de flujos de convección por la vegetación acuática, con menor capacidad de oxidar el carbono y por lo tanto, emitiendo menor cantidad de (CO_2) (Armstrong y Armstrong, 1990). Se presentó un descenso marcado en la concentración de CO_2 al inicio de las lluvias, posteriormente en agosto se elevan los niveles del CO_2 con pulsos más altos durante la época de mayor humedad causada por las lluvias y el incremento del nivel del agua en los humedales. En general, se observa que las concentraciones de la atmósfera se mantienen por debajo de 600 mg m^{-3} en los primeros nueve meses del año, de enero a septiembre de 2009; los resultados anteriores contrastan con lo esperado, debido a que se asume, que el aerénquima de la vegetación hidrófila presente (*Typha latifolia*), estaría asimilando el CO_2 de la atmósfera (Constable y Longstreth, 1994). Sin embargo, un incremento en la

población de estas plantas podría estar transportando el CO₂ desde el suelo a la atmósfera, a través del tejido como se ha demostrado en *Phragmites australis*, (Brix *et al.*, 1996). Otra opción podría ser la desgasificación del suelo por la saturación de los poros con el incremento del agua, lo que aumenta los niveles de bióxido de carbono en la atmósfera cercana al suelo (Mitsch y Gosselink, 2000), y es el periodo en el cual podrían estar ocurriendo procesos de ebullición al ocurrir las fases de saturación de los poros suelo (Oertel *et al.*, 2016).

Los resultados sugieren que la época húmeda es más importante en acumulación de CO₂ en la atmósfera cercana al suelo, que la época de sequía donde el nivel de agua de los humedales disminuye. Lo anterior es un comportamiento normal de acuerdo con observaciones realizadas en estaciones de referencia, donde los picos máximos de CO₂ ocurren durante agosto y septiembre (Kelling, 1960; Heimann *et al.*, 1989); sin embargo, la amplitud de la variación es muy grande comparada con las mediciones que realizan los observatorios de referencia (Kelling *et al.*, 1989b), por lo que los humedales son puntos de acumulación del bióxido de carbono. Por otro lado, coincide el incremento del bióxido de carbono con los periodos de relativa calma de los vientos (Figura 5.5), y que siendo la cuenca de Pátzcuaro de tipo endorreica, cause acumulación de gases al interior.

En lo que respecta a las concentraciones de metano en la atmósfera, son significativamente más grandes con respecto al valor promedio global de la atmósfera de 1751 ppb (1.751 mg m⁻³) (Dlugokencky *et al.*, 2003), lo que sugiere que la atmósfera del lago de Pátzcuaro es una zona de concentración del carbono atmosférico. Se han reportado como valores altos de metano en áreas asociadas a lagos, sin que se consideren improbables (Casper *et al.*, 2000). El metano presentó las concentraciones más bajas a inicios del año (< 20 mg m⁻³), con un incremento significativo en abril y mayo que coincide con los meses más cálidos del periodo de estudio (Figura 5.5), se presentó un descenso durante la época lluviosa y un incremento significativo, en noviembre de 2009 y enero a marzo de 2010, donde el suelo se encuentra saturado y la vegetación emergente aumenta su población. Lo anterior sugiere, que las emisiones mayores de metano se asocian con el periodo de saturación del suelo (anoxia del perfil) y del crecimiento poblacional de las especies acuáticas emergentes, lo anterior coincide con lo reportado por Arkebauer *et al.* (2001). Los picos de máxima concentración, pueden ser explicados por los procesos de la probabilidad de ebullición en ciertos momentos del año cuando el suelo se satura de agua y por los procesos de flujos de convección de las hojas de las plantas de especies acuáticas, como mecanismo de adaptación para transportar el metano del suelo hacia la atmósfera y poder desarrollar sus estructuras radiculares. Lo anterior es más importante cuando se presentan altas temperaturas (Arkebauer *et al.*, 2001; Bastviken *et al.*, 2004; Garnet *et al.*, 2005).

Finalmente, las concentraciones del bióxido de carbono y metano en esta zona, pueden ser comparadas con las concentraciones de ciudades contaminadas; por ejemplo, estudios realizados por Conway y Steele

(1989) reportaron concentraciones de 350 a 390 mg m⁻³ de CO₂ y de 1.7 a 2.1 mg m⁻³ de CH₄ para Boulder, Colorado, USA. En este orden de ideas, en el valle de México Blake y Rowland (1995) y Smith *et al.*, (2002), reportan valores diarios de CH₄ de 17.5 mg m⁻³ y máximos de hasta 24 mg m⁻³ para el año 2000, lo que sugiere que esta zona presenta concentraciones atmosféricas, en gran parte del año, más importantes que ciudades más contaminadas como la ciudad de México.

6.5 Conclusiones

Las concentraciones atmosféricas del bióxido de carbono y el metano bajo las condiciones de los humedales de Pátzcuaro, son mayores a los valores de referencia globales. Lo anterior puede ser considerado como zonas de acumulación de gases. El incremento de la concentración de gases es controlado principalmente por el periodo húmedo del año asociado al crecimiento de la cobertura por la vegetación acuática, y del incremento en las temperaturas del aire atmosférico. Las concentraciones de los gases presentan una tendencia a incrementar conforme se presenta la saturación del suelo por agua y con el aumento en el nivel del agua del lago. Esta zona puede ser similar a sitios considerados como contaminados, en donde se presentan altas concentraciones de gases debido a las actividades antrópicas derivadas de la industria y de transporte principalmente.

CAPÍTULO VII

Concentración de bióxido de carbono y metano en dos perfiles de suelos hidromórficos del Lago de Pátzcuaro

7.1 Introducción

Para México se estima que los humedales son los principales reservorios de carbono; sin embargo, se han realizado escasos estudios para su comprensión (Álvarez, 2005), y principalmente de los flujos de gases de efecto invernadero para nuestro país (Marín-Muñiz *et al.*, 2015). En los suelos de humedal, la concentración de metano y bióxido de carbono en los poros del suelo son controlados principalmente por remplazo del aire por agua y el cambio en la concentración de oxígeno en el interior del suelo (Elberling *et al.*, 2011) y existe poca información disponible *in situ* (Allaire *et al.*, 2008). Se reportan estudios en donde se encontró una estratificación al interior del suelo del CO₂ y del CH₄, que depende de la fluctuación de la lámina de agua en el suelo (Blodau y Moore, 2003), donde el CO₂ se presenta en mayores concentraciones cuando el suelo presenta menor humedad (Billings *et al.*, 1998) y caso contrario ocurre con el metano, que se incrementa con la humedad y la profundidad (Moore y Knowles, 1989). Se ha reportado que cuando el nivel del agua se reduce, incrementa rápidamente el CO₂ y se reduce donde hace contacto con el nivel freático, mientras que el CH₄ se incrementa por debajo del nivel del agua (Elberling *et al.*, 2011). Sin embargo, parte del metano puede ser oxidado en las zonas de la rizosfera por las raíces de la vegetación enraizada emergente. Algunas especies son más hábiles para oxidar las zonas apicales y otras en las raíces laterales (Chabbi *et al.*, 2000; Laanbroek, 2010). El grado de oxidación del CH₄ de las raíces es fuertemente dependiente de la especie vegetal, de la biomasa y cantidad de raíces que produce, generando diferencias en la emisión vía aerénquima y reducir las emisiones (Bhullar *et al.*, 2013); si no es oxidado, puede aprovechar los tejidos de las plantas (aerénquima) para escapar hacia la atmósfera a través de ellas (efecto chimenea) (Arkebauer *et al.*, 2001). Finalmente, una de las herramientas más utilizadas para estimar los flujos de gas en los humedales son las cámaras herméticas y han sido ampliamente utilizadas para estimar los flujos de gas entre la superficie del suelo y la atmósfera (Forbrich *et al.*, 2010; Jiang *et al.*, 2010). Kammann *et al.* (2001) realizaron una revisión de diferentes técnicas de muestreo del aire del suelo, sin que hasta el momento se cuente con una metodología universal, sobre todo en suelos saturados de agua. Sin embargo, mediciones de la atmósfera del suelo y sobre todo en humedales son aún escasos (Yu y DeLaune, 2006). Por lo anterior, el objetivo del presente estudio fue determinar la concentración y distribución de gases, metano y bióxido de carbono, al interior de dos perfiles de suelos hidromórficos de la ribera del lago de Pátzcuaro.

7.2 Materiales y métodos

7.2.1 Instalación de cámaras o sondas para coleccionar aire de los poros del suelo

En cada sitio, se instalaron sondas o cámaras construidas con CPVC (Cloruro de Polivinilo Clorado) de 1 cm de diámetro para coleccionar los gases del suelo (Figura 7.1), similares a las cámaras descritas por otros autores (Jacinthe y Groffman, 2001; Yu y DeLaune, 2006). Las cámaras permanecieron cerradas durante la colecta con septas de silicona gris, tanto en la parte superior e inferior. En la parte de debajo de la cámara se realizaron orificios de un mm para permitir la entrada de los gases contenidos en los poros del suelo. Las cámaras fueron colocadas a 5, 10, 20, 30, 40 y 50 cm de profundidad. De acuerdo con este esquema, los gases colectados en el interior de cada sonda, son representativos de la concentración de las profundidades antes mencionadas. Una vez instaladas permanecieron durante todo el periodo de estudio. Las cámaras se sellaron 24 horas antes del muestreo, para alcanzar el equilibrio teórico (Jacinthe y Groffman, 2001).

La instalación de las sondas se realizó de manera manual; primeramente, se abrió un orificio de manera vertical, con ayuda de una barrena del mismo diámetro que la sonda y ésta última se introdujo hasta la profundidad deseada. Se verificó que no quedaran espacios vacíos alrededor de las sondas. La colecta de gases se realizó con una periodicidad de 15 días, durante un lapso de 15 meses, comprendidos entre el 24 de enero del 2009 al 6 marzo del 2010. La mezcla de gases acumulados en las cámaras fue colectada en frascos viales de vidrio de 20 mL sellados con septa gris de silicona y casquillo de aluminio previamente evacuados. En cada micrositio se tomaron las muestras insertando una aguja de doble simultáneamente entre las septas de la cámara y el frasco vial (Figura 7.1). Los viales se dejaron durante tres minutos para equilibrar las presiones entre la cámara y el frasco vial.

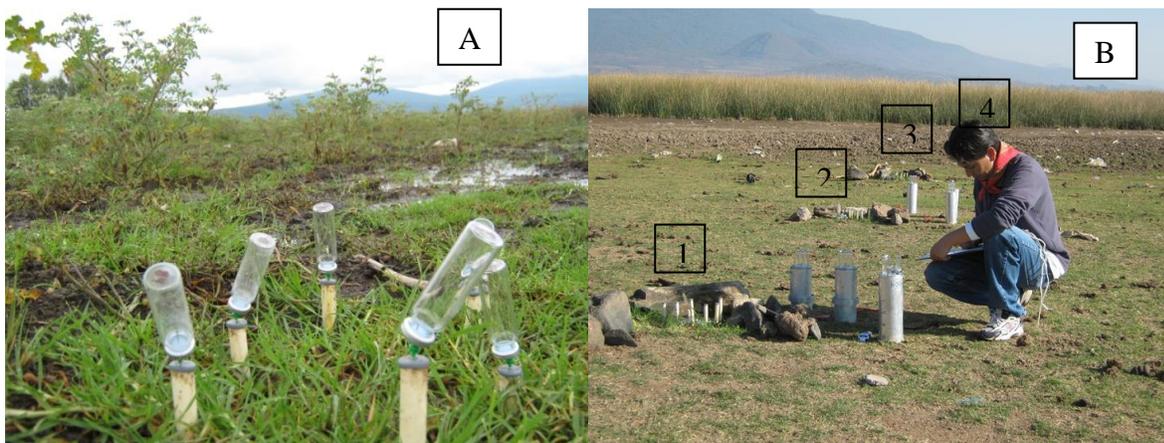


Figura 7.1. (A) micro-cámaras estáticas para concentraciones de gases de la pedosfera; (B) ubicación de micrositios para formar un gradiente de humedad (1 húmedo a 4 saturado).

7.2.2 Cromatografía de gases

Los gases colectados en viales evacuados, fueron medidos por cromatografía de gases en un equipo Agilent con detector de ionización de flama (FID) por sus siglas en inglés. El cromatógrafo fue calibrado con estándares certificados de Praxair® con un error $\pm 5\%$. Debido a que las muestras presentaron niveles altos de vapor de agua, observados como condensación de vapor de agua dentro del frasco, la columna del cromatógrafo se limpió con frecuencia (± 100 muestras). Para ello, se incrementó la temperatura de la columna hasta $200\text{ }^{\circ}\text{C}$, para quitar impurezas y eliminar humedad proveniente de las muestras. Posterior a cada purga se recalibró el equipo con los gases estándar.

En cada muestreo se colectó de suelo para calcular el porcentaje de saturación de los poros. El contenido de humedad se refiere en este trabajo a la cantidad de agua de los poros del suelo. Por lo anterior, la proporción ocupada por agua en los poros del suelo, se expresa en términos de grado de saturación de agua con respecto al volumen de los poros de acuerdo con la ecuación 7.1, donde 0% son los poros del suelo secos y 100% los poros completamente llenos de agua).

$$S\% = (V_w / V_v) \cdot 100$$

Ecuación: 7.1

Donde:

S% = grado de saturación (%)

V_w = volumen de agua

V_v = Volumen de vacíos

La temperatura del suelo fue medida con un termómetro portátil de campo con cuatro sensores en serie (Hanna, HI 98840), para las profundidades: 5, 10, 20, 30, 40 y 50 cm. Para obtener las temperaturas, en cada muestreo se abrió un hoyo con barrena y se medía inmediatamente la temperatura para cada profundidad deseada.

Análisis físicos del suelo adicional se realizaron en el laboratorio y consistieron en: textura (Gee y Bauder, 1986), densidad aparente por el método del cilindro (Blake y Hartge, 1986), densidad de partículas por el método del picnómetro (Blake y Hartge, 1986) y la porosidad total del suelo (Danielson y Sutherland, 1986). El potencial redox no fue medido, debido a que es necesario la medición durante varios años para obtener lecturas correctas y evitar los artificios (Kölling, 1996), y los cambios son más evidentes en la zona de la rizosfera (Sudhalakshmi *et al.*, 2007).

7.2.3 Análisis estadísticos de los datos

Los resultados fueron capturados y analizados en una hoja de cálculo de Excel® para los estadísticos descriptivos y el programa estadístico Minitab® *Release 15* para los demás análisis. Los datos obtenidos

presentaron una distribución no normal ($p = <0.01$, $\alpha = 0.05$; prueba de Kolmogorov-Smirnov); el contraste de medianas se realizó utilizando una prueba de U Mann-Whitney, en este estudio con n diferentes y $\alpha = 0.05$. La relación entre las emisiones de los GEI con las variables físico-químicas fue determinada por un análisis de componentes principales (ACP), el método de máxima verosimilitud fue utilizado para dos componentes. Los dendrogramas fueron construidos por conglomerados de variables por correlación, por el método de vinculación individual simple de las variables.

7.3 Resultados

7.3.1 Estudio de caso 1

La concentración de gases del perfil del suelo se presenta en el Cuadro 7.1, integrando los cuatro micrositios. En lo referente al bióxido de carbono, se presentaron valores de la mediana, entre 0.9 a 24.7 g CO₂ m⁻³ d⁻¹, con las concentraciones más altas a 30 cm, el cual coincide con el nivel del agua permanente en estos humedales. Es interesante resaltar la amplitud de la concentración de los gases, como se observa entre los valores mínimos y máximos, lo que sugiere variaciones temporales muy importantes. Se presentó un incremento significativo de 5 cm a 30 cm de profundidad, con una disminución significativa por debajo de 30 cm. La profundidad de 30 cm es la zona del suelo con mayor concentración del perfil.

Cuadro 7.1. Concentraciones diarias de gases en los humedales de Ichupio (Gleysol).

Profundidad, cm	(g CO ₂ m ⁻³ d ⁻¹)			(µg CH ₄ m ⁻³ d ⁻¹)		
	Mínimo	Mediana	Máximo	Mínimo	Mediana	Máximo
5	0.002	0.9 a	100.3	0.002	18.8 a	922.8
10	0.004	3.2 b	192.3	0.004	27.5 b	752.5
20	0.002	8.6 c	121.9	0.002	22.2 b	351.7
30	0.007	24.7 d	155.2	0.007	32.8 b	454.0
40	0.035	8.4 bc	330.6	5.620	46.7 c	386.0
50	0.006	2.9 bc	187.4	0.046	46.8 cd	266.6

Letras diferentes para columnas significan valores diferentes. Estadísticos de U Mann-Whitney, I.C =95 %, $\alpha = 0.05$.

Los resultados anteriores sugieren que la superficie presenta una transferencia razonable del bióxido de carbono con la atmósfera y tiende a acumularse a mayor profundidad, posiblemente por la reducción en la tasa de transferencia. La concentración decrece por debajo de los 30 cm, que pudiera interpretarse como zonas de menor actividad biológica por saturación del agua.

En ese mismo sentido, los resultados indican concentraciones de entre 18.8 a 46.8 $\mu\text{g CH}_4 \text{ cm}^{-3} \text{ d}^{-1}$, siendo el espesor de 40 a 50 cm donde se encuentran los valores significativamente altos. Entre 10 y 30 cm no existió diferencia significativa en su concentración; es sobresaliente, que los mínimos y máximos colectados se presentaron en la superficie, es decir en la zona de intercambio con la atmósfera externa del suelo.

Para ambos gases, bióxido de carbono y metano, las mayores concentraciones ocurrieron en la profundidad de 30 a 50 cm; lo anterior, sugiere como zonas de alta concentración de gas y pueden ser zonas precursoras para generar eventos de ebullición de gas o desgasificación del suelo, como un mecanismo de transferencia de gases a la atmósfera (Walter *et al.*, 2007).

La comparación entre micrositios (Figura 7.2 izquierda) sugiere lo siguiente; los micrositios 1, 2 y 3 son similares y difieren del micrositio 4 (el de mayor saturación de agua). Los resultados indican que los micrositios sin saturación permanente (1, 2 y 3), funcionan principalmente como precursores de formación de bióxido de carbono en el perfil del suelo ($\alpha = 0.05$ para U Mann-Whitney); en contraste, en el micrositio 4, el más saturado, se reduce significativamente la producción de bióxido de carbono. Del estadístico de caja podemos observar que la dispersión mayor se presenta después del tercer cuartil, en todos los casos, y coincide con los valores atípicos de la concentración de bióxido de carbono.

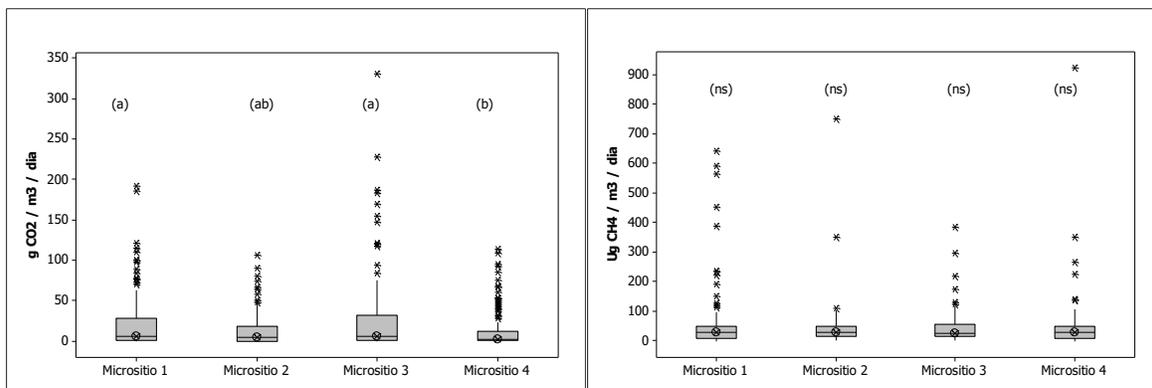


Figura 7.2. Concentraciones de bióxido de carbono y metano para el espesor del suelo (Gleysol) por micrositio (0-50 cm). Los círculos representan el valor de la mediana, la caja indica los límites del Q1 a Q3, los bigotes indican los límites inferiores y superiores RIC 1.5, y los asteriscos los valores atípicos, $n = 127$ por micrositio.

Para el análisis de CO_2 , se presenta en la figura 7.2 de la derecha, que no existe evidencia estadística que indique diferencias entre los micrositios (1, 2, 3 y 4) ($\alpha = 0.05$ para U Mann-Whitney), los valores extremos se encuentran en el cuarto cuartil, lo que sugiere valores altos con respecto a el grueso de los datos. De la figura 7.2 de la izquierda, se puede inferir que el 75 % de los datos ($n = 95$) se encuentran por

debajo de $100 \mu\text{g CH}_4 \text{ cm}^{-3} \text{ d}^{-1}$ y al igual que con el CO_2 , los valores extremos son valores altos. Los resultados sugieren, que el perfil del suelo funciona como precursor de bióxido de carbono y metano.

7.3.2 Estudio de caso 2

Las concentraciones del bióxido de carbono para el espesor del suelo (Cuadro 7.2) presentaron valores de la mediana de entre 1.0 y $14.3 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-3} \text{ d}^{-1}$, con las mayores concentraciones en el la profundidad de 30 y 40 cm , seguido por la profundidad de 10 cm . Los valores más bajos se localizaron a 5 cm y en la profundidad 40 y 50 cm , sin presentar diferencias significativas entre estas profundidades.

Asimismo, los resultados para el metano, indican concentraciones de entre 7.8 y $13.8 \mu\text{g CH}_4 \text{ cm}^{-3} \text{ d}^{-1}$, no se presentaron diferencias significativas en el perfil del suelo, con una ligera tendencia a disminuir en la profundidad de 10 cm . Resulta pertinente resaltar que este suelo presentó un horizonte takírico, que se define como una capa gruesa de al menos 5 cm de grosor, más densa que el suelo debajo de él y que forma grietas prominentes cuando se seca.

Cuadro 7.2. Concentraciones promedio diarias de gases del humedal de Jarácuaro (Fluvisol).

Profundidad, cm	(g CO ₂ m ⁻³ d ⁻¹)			(μg CH ₄ m ⁻³ d ⁻¹)		
	Mínimo	Mediana	Máximo	Mínimo	Mediana	Máximo
5	0.044	1.0 a	236.9	1.5	13.1 ns	138.7
10	0.026	3.7 ab	391.1	0.4	7.8 ns	388.1
20	0.015	6.5 b	194.0	1.3	13.8 ns	681.6
30	0.008	14.3 c	309.0	0.9	12.7 ns	392.6
40	0.008	4.8 ac	241.1	1.2	13.0 ns	189.6
50	0.010	5.0 a	713.6	2.3	13.2 ns	189.7

Letras diferentes para columnas significan valores diferentes. Estadísticos de U Mann-Whitney, I.C = 95 %, $\alpha = 0.05$.

Las concentraciones de bióxido de carbono en Fluvisoles (Figura 7.3), indican que los micrositios 1 y 3, fueron iguales, mientras que el 2 y el 4, fueron diferentes entre sí y diferentes respecto al 1 y 3. Sin embargo, en todos los casos, los valores atípicos estuvieron presentes, lo que sugiere momentos de desgasificación del suelo.

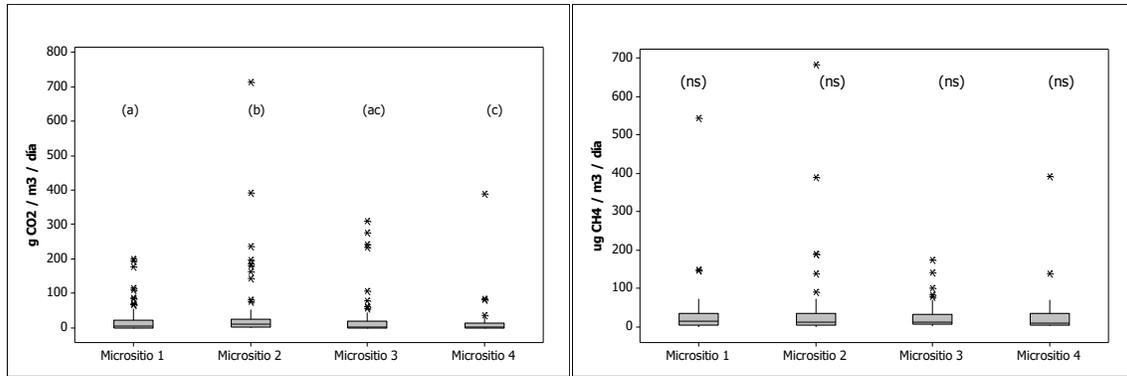


Figura 7.3. Concentraciones de bióxido de carbono y de metano para el espesor del suelo (Fluvisol) por micrositio (0-50 cm). Los círculos representan la mediana, la caja indica los límites del Q1 a Q3, los bigotes indican los límites inferiores y superiores RIC 1.5, y los asteriscos los valores atípicos.

Las concentraciones de metano en el suelo no presentaron diferencias estadísticas significativas (U Mann-Whitney, $\alpha = 0.5$), lo que sugiere que la posición del sitio y la saturación de los poros por el agua, no afecta la generación de metano en la pedosfera. Cabe agregar que este humedal presentó pendiente del terreno $< 1\%$, lo que sugiere un nivel permanente al interior del suelo por el movimiento del agua lateral en los poros del suelo.

El contraste de resultados entre los dos humedales, Gleysol y Fluvisol, integrando los cuatro micrositios para el espesor del suelo (0-50 cm). Los resultados indican que las concentraciones de bióxido de carbono en ambos, son estadísticamente similares (U Mann-Whitney; $W = 1219$; $p = 0.5199$; $\alpha = 0.05$) (mediana del Gleysol $4.6 \text{ CO}_2 \text{ m}^{-3} \text{ d}^{-1}$, mediana del Fluvisol $4.3 \text{ CO}_2 \text{ m}^{-3} \text{ d}^{-1}$). En contraste el metano presentó diferencias estadísticamente significativas (U Mann-Whitney; $W = 1671$; $p = 0.000$; $\alpha = 0.05$) (mediana del Gleysol 28.7 ; mediana del Fluvisol $12.8 \text{ ug CH}_4 \text{ cm}^{-3} \text{ d}^{-1}$). Lo anterior sugiere que el Gleysol es potencialmente mayor emisor de este gas a la atmósfera.

La correlación entre las variables profundidad del suelo, humedad del suelo, temperatura del suelo y las concentraciones de bióxido de carbono y metano en los dos sitios, no presentaron relación alguna en la interacción de estas variables, lo que sugiere que los procesos que gobiernan la producción de gases en la atmósfera del suelo son multifactoriales.

La frecuencia de temperaturas medidas en el campo fue en el rango de los 21°C a los 24°C para el Gleysol (Figura 7.4 izquierda), mientras tanto, en el Fluvisol fueron más bajas, en el rango de los 13°C a 22°C (Figura 7.4 derecha). No se presentaron temperaturas en el rango de 33 a 55°C durante los muestreos, ni tampoco para 30 y 40°C ; que de acuerdo con la literatura serían las condiciones óptimas para la producción de bióxido de carbono y metano dentro del perfil de un suelo (Raich y Potter, 1995). Por lo anterior, es posible que el incremento de temperaturas regionales, favorezca el aumento de las

temperaturas del suelo, de acuerdo con modelos de incremento de temperatura del aire y su relación con la temperatura del suelo (Zheng *et al.*, 1993), por lo cual estos suelos aún tienen un alto potencial para ser emisores de bióxido de carbono y metano hacia la atmósfera.

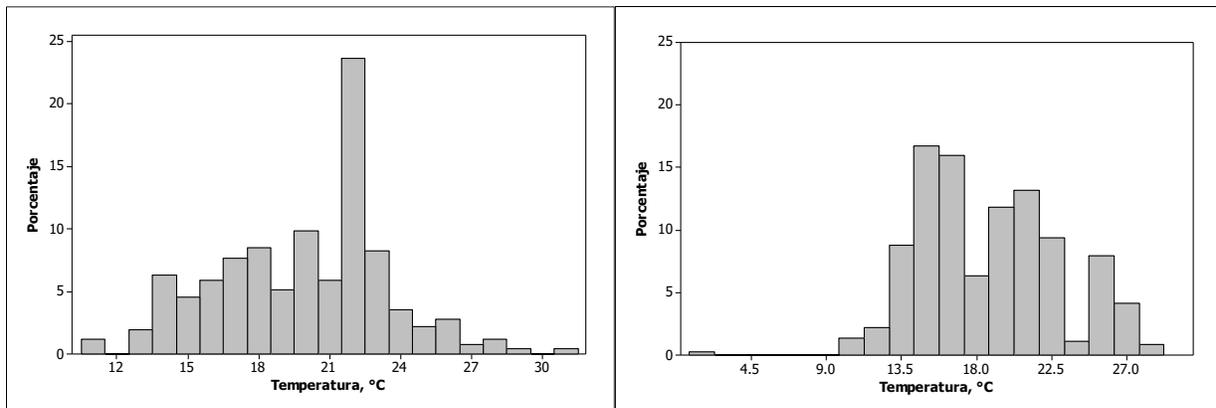


Figura 7.4. Histogramas de temperatura del perfil del suelo para Ichupio (Gleysol) izquierda y Jarácuaro (Fluvisol) derecha, para el espesor de 5 a 50 cm.

La saturación de los poros del suelo presentó los siguientes datos: el Gleysol mostró en todos los casos 30 % o más porcentaje de agua, con contenidos dominantes de agua de entre 45 % a 55 %. Puede apreciarse, que existe un cambio abrupto después de rebasar el 50 % del nivel de saturación, lo que sugiere una dinámica hidrológica donde el nivel del agua del propio lago, es determinante para saturar el suelo (Figura 7.5 izquierda). Respecto a la saturación de agua en el Fluvisol, se presentaron predominantemente periodos de saturación pasando de 40% a 100 % de la saturación en un lapso de tiempo muy corto (una semana), lo que sugiere, una saturación abrupta de los poros del suelo (Figura 7.5 derecha). Los resultados indicarían que el nivel freático del suelo y el incremento en el nivel del espejo del lago, son la principal causante de la saturación del suelo. Lo cual sugiere, que ocurre una desgasificación del suelo de forma rápida, debido al desplazamiento que genera el agua al entrar a los poros; por lo anterior, esto puede explicar los picos de concentración de gas en las microcámaras.

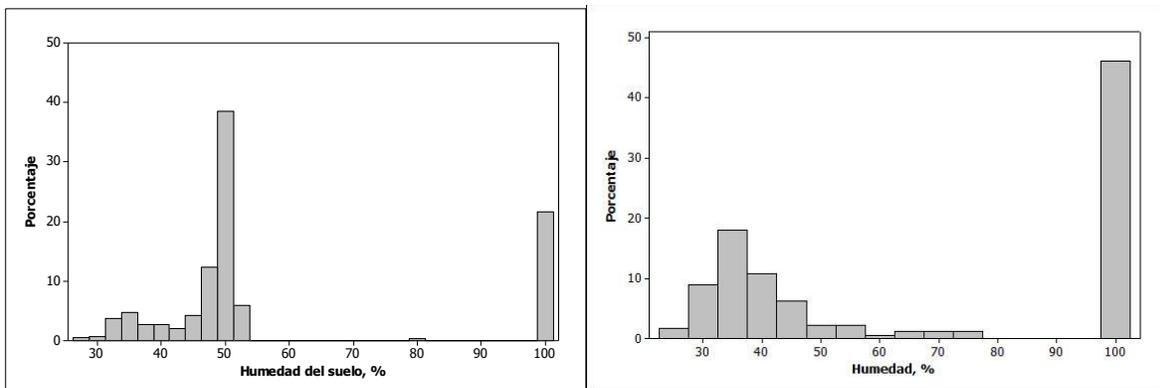


Figura 7.5. Histogramas de saturación de agua del suelo para el humedal Ichupio (Gleysol) izquierda, y de Jarácuaro (Fluvisol) derecha, para el espesor de 5-50 cm.

El análisis de los dendrogramas de similitud (Figura 7.6), sugiere que el bióxido de carbono se asocia mejor con el grado de saturación del suelo y el metano se asocia con la profundidad del suelo en el Gleysol, por el contrario, la temperatura no explica la concentración de gases. Por el contrario, en el Fluvisol, la concentración de gases se asocia con la profundidad del suelo, mientras que la temperatura y la saturación del suelo tienen menor poder explicativo (Figura 7.7); sin embargo, puede ser explicado por el mayor grado de saturación del suelo y en donde el agua funciona como disipador del calor (Onwuka y Mang, 2018).

La profundidad y la humedad se asocian con el primer componente, por el contrario, la temperatura, se relaciona con el segundo componente. Los gases, CO₂ y CH₄ presentaron fuerte relación entre sí. El dendrograma de conglomerados sugiere que los gases son determinados por la profundidad, y después por la temperatura siendo menos influenciados por la humedad del suelo en el Fluvisol.

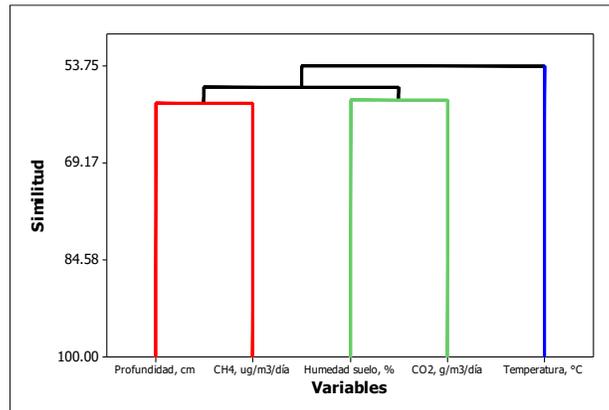


Figura 7.6. Análisis de dendrograma de similitud del Gleysol.

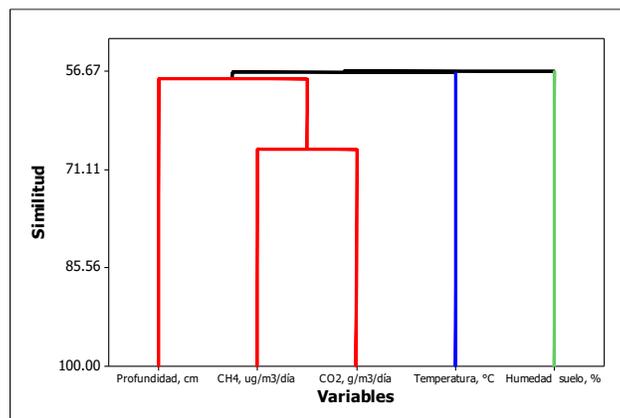


Figura 7.7. Análisis de dendrograma de similitud del Fluvisol.

7.4 Discusión

El estudio de la concentración de gases en el suelo y los factores que gobiernan su producción en humedales ha sido poco explorado en nuestro país (Marín-Muñiz *et al.*, 2015) y en general a escala global en humedales (Elberling *et al.*, 2011). La zona superficial o capa superior del suelo, generalmente presenta menores concentraciones de gas por ser la capa de mayor difusión por contacto con la atmósfera externa (Elberling *et al.*, 2011; Yu y DeLaune, 2006). En este estudio se presentó un incremento significativo de la concentración de CO₂ al interior del suelo, desde la superficie y hasta donde se presenta una barrera física causada por la saturación del nivel de agua permanente (Cuadros 7.1 y 7.2), y es coincidente con diversos estudios realizados a nivel mundial en suelos inundados o de humedal (Moore y Knowles, 1989; Billings *et al.*, 1998; Blodau y Moore, 2003). A medida que incrementa la profundidad, el suelo en condiciones de humedal, se ve saturado por agua generando que el gas almacenado en los poros sea desplazado y su lugar sea ocupado por el agua (Blodau y Moore, 2003), lo cual es consistente con este trabajo. Sin embargo, no ocurrió igual con el metano, lo que indica que la concentración del metano se incrementa con la saturación de agua en los poros. En el mismo sentido, Le Mer y Roger (2001), encontraron que las mayores concentraciones de gases, se localizan entre los 30 y 40 cm para el CO₂ y hasta los 50 cm para el CH₄, es decir, por debajo de la zona de influencia de las raíces y por arriba del nivel permanente del agua, siendo más sensible el CO₂ que el metano. Los gases pueden cambiar su abundancia por la interacción con la rizósfera de las plantas, por lo cual la concentración de los gases como el CO₂ se ve reducido (Elberling *et al.*, 2011; Yu y De Laune, 2006).

El Gleysol, presentó en los primeros 27 cm abundantes raíces medias y finas y poros medio y finos, correspondiendo con la zona de mayor difusión del bióxido de carbono y metano. La distribución de los gases, puede ser explicado porque la capa superficial del suelo puede ser oxidada por raíces de plantas acuáticas como la *Typha domingensis* (Chabbi *et al.*, 2000; Sharma *et al.*, 2008; Laanbroek, 2010), y tienen potencial para oxidar el CH₄ pudiendo variar en función de especie vegetal, de la biomasa y cantidad de raíces (Altor y Mitsch, 2005; Inubushi *et al.*, 2001). Por ejemplo, *Typha domingensis* es más eficiente para oxidar en las zonas apicales de su raíz, lo que sugiere que las zonas cercanas a la raíz es oxidativa. Si se tiene en consideración que es la especie más dominante en este humedal, puede explicar las menores concentraciones de CH₄ en la capa superficial. En contraste por debajo de los 40 cm se redujo drásticamente la presencia de raíces y aparecen los rasgos de hidromorfismo evidentes en el perfil del suelo (Capítulo III), y coincide con las zonas de mayor acumulación de metano. El metano acumulado en la zona inferior del perfil, si no es reducido por las raíces, entonces puede buscar como punto de salida la vía del aerénquima de las plantas generando un efecto chimenea (Arkebauer *et al.*, 2001; Bhullar *et al.*, 2013).

En lo que respecta al Fluvisol, en los primeros 20 cm se presenta la zona de difusión de los gases, donde domina la textura arcillo arenosa con poros abundantes finos, y raíces medias y finas comunes. Por debajo de los 30 cm el suelo se vuelve muy duro y masivo, con una reducción de poros y raíces. Las características anteriores pueden explicar las concentraciones de bióxido de carbono y metano diferenciados en los Fluvisoles, dominando el bióxido de carbono en la superficie y el metano por debajo de los 30 cm.

En relación con el gradiente de humedad de los humedales, ambos sitios presentaron una tendencia similar que en el perfil del suelo, donde el CO₂ fue más sensible a la humedad y el metano no fue modificado por la humedad del suelo. Los factores explicativos pueden ser los mismos mencionados anteriormente, debido a las zonas de mayor humedad (Sitios 4) presentaron periodos de mayor saturación de agua y abundancia de vegetación.

Después de las consideraciones anteriores, discutiremos lo encontrado en cada micrositio. El Gleysol presentó una concentración de bióxido de carbono diferente entre cada micrositio, siendo menor la concentración en el micrositio más cercano al espejo de agua y por ende el de mayor saturación, lo que refleja el efecto de la saturación del agua en la emisión del gas. Por el contrario, estadísticamente el metano no presentó el mismo efecto, siendo similar en los cuatro micrositios. Lo anterior sugiere poco efecto con respecto a la cercanía del espejo de agua.

Las temperaturas presentes en el perfil del suelo, se consideran óptimas para la descomposición de materia orgánica, según los reportes de la literatura para suelos saturados de humedad, de 33 °C hasta 55 °C para oxidación del carbono y de 30 a 40 °C para que ocurra la metanogénesis (Raich y Potter, 1995), aunque otros autores mencionan rangos más amplios de 20 a 40 °C para las bacterias metanógenas (Topp y Pattey, 1997; Dubey, 2005), lo anterior no son necesariamente temperaturas limitativa para la generación de metano en el suelo (Walter *et al.*, 2007). Se puede decir al respecto, que de incrementar las temperaturas en un futuro de cambio climático con modificaciones en la reducción de la precipitación e incremento de la temperatura (Vincent, 2009), se podrían esperar producciones mayores de gases en los suelos. El incremento de la temperatura atmosférica es una variable clave para entender los flujos de carbono del suelo hacia la atmósfera (Kirschbaum, 2006) y se ha reportado una fuerte relación entre la temperatura del aire y la temperatura superficial del suelo, con datos experimentales que sugieren un incremento en la respiración del suelo con el incremento de la temperatura edáfica (Zheng *et al.*, 1993; Kätterer *et al.*, 1998), por lo tanto, es de esperar que el incremento de las temperaturas regionales causen que los humedales de Pátzcuaro, incrementen su potencial de emisión de carbono edáfico hacia la atmósfera. Las relaciones entre la temperatura del aire y de los suelos para series de tiempo, han sido estudiadas principalmente en regiones frías en condiciones naturales, pero poca información existe para regiones cálidas (Chudinova *et al.*, 2006), siendo un área de investigación para profundizar en esta región.

Con base en el análisis de dendrograma de similitud, se puede inferir que en el Gleysol, la producción del bióxido de carbono, es regulada principalmente por el estado de saturación de agua del suelo, mientras que el metano, es determinado principalmente por la profundidad del suelo. En este mismo sentido, en el Fluvisol, tanto el bióxido de carbono y metano, son controlados principalmente por la profundidad y saturación de agua del suelo. Lo anterior sugiere diferencias entre ambos tipos de suelo en la producción de gases. Billings *et al.* (1998) reportan una baja relación explicativa para la concentración de gases del suelo y la temperatura del mismo, lo anterior, posiblemente causado porque el agua es un disipador del calor del suelo principalmente en suelos de humedal y es menor en suelos secos (Onwuka y Mang, 2018). Por el contrario, la saturación del agua en suelo es la variable explicativa para la concentración de gases en estos humedales y coincide con lo reportado por la literatura (Blodau y Moore, 2003; Iiyama y Hasegawa, 2005; Allaire *et al.*, 2008; Elberling *et al.*, 2011).

7.5 Conclusiones

Los humedales de Pátzcuaro, pueden ser considerados potencialmente emisores de gases de efecto invernadero a la atmósfera, lo anterior, debido a que los humedales producen bióxido de carbono entre los 20 y 30 cm y metano por debajo de esta zona principalmente. El bióxido de carbono se concentra principalmente en la zona comprendida en donde abundan las raíces, reduciéndose la producción por debajo de los 40 cm, en donde disminuyen drásticamente las raíces y de poros del suelo. No se descarta el papel de la vegetación como *Typha dominguensis* en la oxidación del metano en la capa superficial del suelo. Por debajo de los 40 cm, se forma principalmente el metano, siendo fuertemente marcado en el Gleysol, en contraste con el Fluvisol, en donde el metano se produce en todo el perfil. En la zona del suelo en donde se concentra el metano, se presentó una disminución marcada en la densidad de raíces y la porosidad del suelo, lo que genera una zona anóxica lo que explica la abundancia del metano. Así mismo, distancia de los micrositios con respecto al espejo de agua, sugiere que a mayor distancia, se produce mayor cantidad de CO₂ y decrece cuando la distancia es cercana al espejo de agua, lo que sugiere que el bióxido de carbono está controlado por la saturación de agua de los poros del suelo. Por el contrario, el metano no presentó diferencias significativas asociadas al gradiente de la humedad de los suelos. Por lo anterior, la variable explicativa de la concentración de gases en el suelo, fue el grado de saturación de agua de los poros del suelo. La saturación abrupta de agua, sugiere un desplazamiento del gas almacenado en el suelo y causando desgasificación generando picos de emisión hacia a atmósfera. Finalmente, la temperatura no fue un buen predictor de la formación de gas, lo que puede ser explicado por el poder dispersante del calor en el interior del suelo, causando que las temperaturas sean estables dentro del perfil del suelo.

CAPÍTULO VIII

Flujos de carbono en humedales naturales de la ribera del lago de Pátzcuaro, Michoacán, México

8.1 Introducción

Actualmente, la información con la que se cuenta sugieren que los humedales pueden funcionar tanto como emisores y como almacén de carbono, por lo cual es importante medir los flujos de estos ecosistemas y determinar su funcionamiento (Kayranli *et al.*, 2010). El estado del arte sobre el funcionamiento de los humedales y además, la diversidad de información derivada de los estudios a nivel mundial, imposibilitan contar con predicciones certeras sobre si los humedales, y principalmente los subtropicales, son emisores o reservorios de carbono (Oertel *et al.*, 2016). En la actualidad los ecosistemas de agua dulce, que incluyen a lagos y sus humedales, son los sistemas más alterados por las actividades antrópicas; algunos de los cambios más evidentes son de tipo morfológico, y pueden ser indicadores de procesos que modifican los ciclos del carbono (Carpenter *et al.*, 2011). Los lagos pequeños, parecen ser centinelas para proveer de información sobre los cambios del clima y de las condiciones ambientales circundantes a diferentes escalas (Williamson *et al.*, 2008; Adrian *et al.*, 2009). Los lagos de montaña guardan información valiosa de los cambios pasados y recientes que han ocurrido por causas de cambios ambientales globales y locales que se reflejan en cambios morfológicos, química del agua, su biogeoquímica, biota y de tipo cultural, entre otros (Catalan y Donato, 2016). Los lagos son ecosistemas donde se presentan humedales lacustres y actualmente, son considerados como sitios potenciales de emisión de carbono a la atmósfera por causas de desecación de los lagos. Por ejemplo, Zedler y Kercher (2005) estiman que se han perdido la mitad de los humedales a nivel global, y posiblemente más, debido a que para algunas regiones, la información es imprecisa o no se tienen registros históricos de su extensión. Por ejemplo; en China se estima una pérdida del 21.6 % de sus humedales entre 1950 y 2000 (An *et al.*, 2007), situación similar ocurre con el Lago Victoria en África (Balirwa, 1995; Yin y Nicholson, 1999) y en los humedales de Australia (Kingsford y Thomas, 2004). México no es la excepción, y se estima que el país ha perdido alrededor del 62 % de sus humedales (Landgrave y Moreno-Casasola, 2012). En este orden de ideas, los humedales, al modificar sus características pueden emitir el carbono que han almacenado durante los últimos 4000 a 6000 años, al cambiar las condiciones que mantienen almacenado el carbono en el suelo (Kingsford y Thomas, 2004; Lloyd, 2006). Por lo anterior, los humedales se han propuesto como una alternativa viable para reducir los niveles de carbono de la atmósfera, a través de programas de conservación y restauración de humedales a nivel mundial y es importante por lo tanto, un monitoreo constante de estos ecosistemas (Erwin, 2009).

Una característica de los suelos, es la relación que guarda con los elementos químicos del suelo. En suelos aireados los elementos se encuentran en estado oxidado, mientras que en aquellos que se encuentran

pobremente aireados, los elementos estarán en estado reducido (Brady y Weil, 1999). La intensidad de la oxidación y de la reducción se relaciona con la actividad biológica de los suelos inundados (Patrick *et al.*, 1996). De manera general, cuando el suelo se satura de agua inician procesos reductivos que dan origen a la metanogénesis (Mitsch y Gooselink, 2000), funcionando de manera diferente a un suelo óxico. Cuando el suelo comienza su saturación desplaza al aire contenido en el espacio poroso, se reduce el oxígeno disponible causando condiciones de anoxia (Mitsch y Gosselink, 2000), y la difusión del O₂ se reduce 10 000 veces, aproximadamente, siendo insuficiente para mantener una respiración aeróbica (Richardson y Brinson, 2001). La anoxia del suelo dependerá de la densidad, continuidad, forma y tortuosidad de los poros, los cuales pueden no saturarse completamente formando micronichos aeróbicos, que dependerán del tiempo que dure la inundación (Warrick, 2002). En este sentido, los suelos de humedal, están influenciados por procesos de saturación por agua, el cual está controlado por los poros de la matriz del suelo, y de los poros estructurales del mismo (Kutílek y Jendele, 2008).

El aumento del CH₄ en la atmósfera, ha causado que diversos estudios se enfoquen a revisar los flujos provenientes de los humedales y recientemente con énfasis en los trópicos (Segers, 1998; Oertel *et al.*, 2016). La cantidad de CO₂ atmosférico influye en su asimilación, siendo mayor cuando la concentración se incrementa, de lo anterior se deriva que la asimilación fluctúa en el tiempo y por lo tanto, la concentración en la atmósfera. La velocidad con la que se emite el CH₄ a la atmósfera depende de la concentración del mismo en el aire atmosférico, siendo mayor cuando la concentración es baja y viceversa (Arkebauer *et al.*, 2001).

La materia orgánica del suelo, como la suma total de todas las formas orgánicas, se descompone lentamente en condiciones de saturación de agua o incluso solo alcanza la fermentación (Collins y Kuehl, 2001), causando la acumulación progresiva en el suelo de la MOS (Craft, 2001), por lo anterior, los humedales son un gran reservorio de materia orgánica (Neue *et al.*, 1997). Estimaciones sobre almacenes de carbono en suelos saturados se han realizado con mayor intensidad en las últimas décadas, con resultados muy contrastantes (Bouwman, 1989). Las tasas de acumulación de la materia orgánica dependerán de la estructura aromática del material orgánico, la cantidad de lignina inicial, su relación C/N, y de la protección por arcillas o los sesquióxidos presentes en el suelo (Loneragan y Lovley, 1991; Zech *et al.*, 1997) y la formación de microagregados estables, y puede acumularse el carbono hasta el límite de saturación de carbono estable en los suelos, en donde el resto del carbono no estará estabilizado (Six *et al.*, 2002), adicionalmente, los mecanismos de estabilización de la MOS son afectados por perturbaciones y se ha encontrado que son sensibles a la temperatura, lo que sugiere un riesgo de emisión frente a cambio climático (Schmidt *et al.*, 2011). Un cúmulo importante de información sobre el funcionamiento de los humedales proviene de estudios *ex situ* y la información proveniente de campo presenta diferencias significativas, tanto espaciales como temporales (Segers, 1998). Generalmente, los

estudios a corto plazo no son definitivos para generar escenarios predictivos (Hirota *et al.*, 2004), sin embargo, la información es importante para estimar el papel como reservorio o emisor de carbono en el ecosistema. El objetivo del presente estudio, consistió en medir los flujos de CO₂ y CH₄ en dos humedales lacustres del Lago de Pátzcuaro, Michoacán, México, para los compartimentos suelo, suelo y raíz y la interacción suelo, raíz y planta.

8.2 Materiales y métodos

En el presente estudio se consideran como humedales a los ecosistemas que cumplen los tres siguientes atributos; (1) vegetación predominante hidrófila, (2) suelos hídricos, y (3) el sustrato está saturado de agua o el nivel del agua freática es cercana a la superficie del suelo todos los años de acuerdo con Cowardin *et al.* (1979). Los humedales se localizan en Ichupio y otro ubicado en Jarácuaro. La campaña de muestreo, tuvo una duración de quince meses (enero de 2009 - marzo de 2010) a intervalos de 15 días.

8.2.1 Descripción de las cámaras para flujos de gases

Se utilizaron cámaras estáticas cerradas herméticamente en los ensayos de campo; fueron de dos tipos; oscuras construidas de acero inoxidable y transparentes construidas de acrílico similares a las descritas por Parashar *et al.* (1999) sin ventiladores o bombas internas o externas para mezclar el aire, de acuerdo con Dutta y Gokhale (2017). Las oscuras se utilizaron para la medición de los flujos de los compartimentos del suelo, suelo y raíz y, la interacción del ecosistema (suelo + raíces + planta) en la fase oscura. Las cámaras transparentes, se usaron para la medir la interacción de la respiración y fotosíntesis (suelo + raíces + plantas) en la fase con luz. Las cámaras oscuras fueron de dos formas; rectangulares y circulares; las primeras construidas de material reflejante en acero inoxidable con base de 157.08 cm² y altura de 30 cm y sirvieron para medir la respiración del suelo solo y, suelo y raíces. Las rectangulares con dimensiones de 40 x 30 cm (1200 cm²) y altura de 1.5 m para suelo, raíces y vegetación; la altura efectiva al interior de la cámara fue variable en función del tirante de agua; por lo anterior, el volumen útil de la cámara fue calculada en cada medición de gases. Las cámaras transparentes fueron construidas de acrílico (transparencia de 90 %) y se consideran no reactivas con el CO₂ (Dutta y Gokhale, 2017). La base rectangular fue de 40 X 30 cm (1200 cm²) y altura de 15 cm cuando se midió con pastizal hidrófilo y de 100 cm para vegetación Hidrofita Enraizada Emergente (*Typha* sp y *Cyperus* sp). Todas las cámaras descritas presentan un orificio de 10 mm en la parte superior, sellada con una septa gris de silicona donde se inserta la aguja de dos vías y poder coleccionar la muestra de la concentración de los gases del interior de la cámara (Figura 8.1). Todas las cámaras fueron equipadas con termómetros de plasma con precisión de ± 1 °C para medir la temperatura inicial y final al interior de la cámara.

El manejo de las cámaras en campo se describe a continuación: (1) las cámaras opacas de base circular se instalaron al interior de un tubo de PVC previamente insertado en el suelo, dos meses antes del inicio del ensayo, a una profundidad de 50 cm para bloquear el desarrollo de raíces, y se procuró que el suelo estuviera libre de vegetación y de raíces; (2) cámaras opacas sobre suelo sin vegetación pero con desarrollo de raíces (sin tubo de PVC), cortando la vegetación con tijeras de podar en un diámetro de 25 cm, suficiente para colocar la cámara y que se desarrollen las raíces por debajo de la superficie; (3) cámaras rectangulares para medir los flujos de los compartimentos, suelo, raíz y parte aérea de las plantas. Las cámaras fueron instaladas siempre sobre los mismos anillos previamente insertados en el suelo (Figura 8.1).

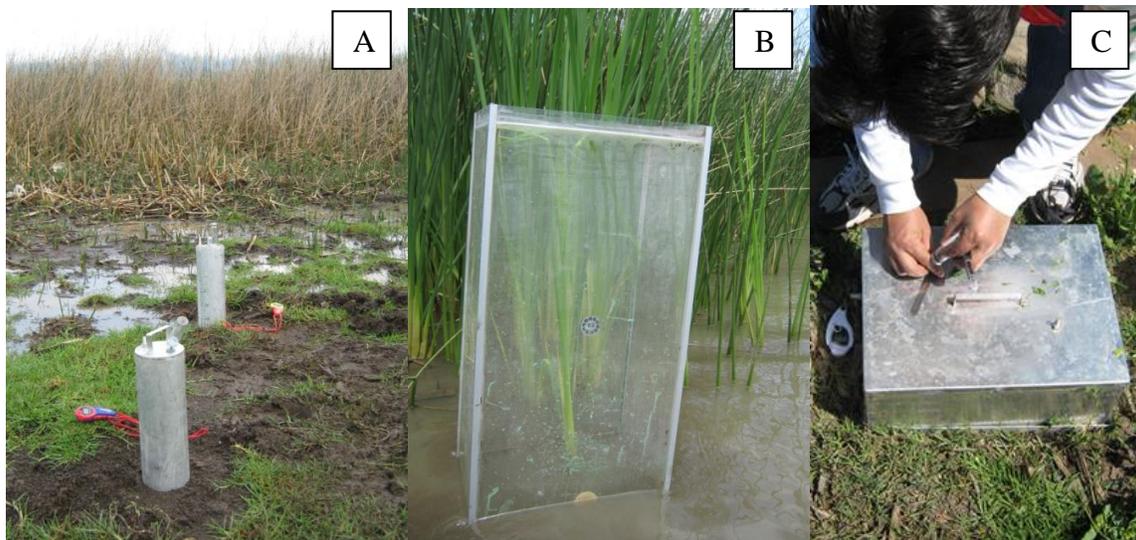


Figura 8.1. A) Cámaras herméticas opacas con frascos viales para la colecta de gases del suelo, y suelo y raíz; B) cámara transparente y C) cámara opaca para medir flujos de gases del ecosistema.

8.2.2 *Diseño experimental*

El diseño fue de tipo estratificado sin repeticiones (Hurlbert, 1984). Se consideró un gradiente de humedad para cinco microsítios en Ichupio y cuatro en Jarácuaro. El gradiente consiste en un suelo temporalmente inundado (sitio 1) a permanentemente inundado (sitio 5) en Ichupio y Jarácuaro; la diferencia entre ambos, consiste en la pendiente del terreno, Ichupio presenta 5 % y Jarácuaro < 1 %, causando periodos de inundación diferencial, lo que explica la diferencia de los suelos. En cada sitio, se midieron los flujos para cuatro compartimientos (1) respiración del suelo libre de raíces; (2) respiración del suelo y raíces (3) respiración del suelo, raíces y respiración-fotosíntesis de la vegetación. Es importante señalar que en el sitio de Ichupio. El diseño anterior, permite generar un balance global del ecosistema, entender los aportes

de los distintos compartimentos y la relación que tienen con el grado de saturación de agua en el suelo. La suma de los cuatro sitios, se consideró como flujo global del humedal.

8.2.3 Procedimiento de colecta de muestras de gas *in situ*

Los gases se colectaron del interior de la cámara introduciendo una aguja de dos vías entre la septa y el vial, durante al menos un minuto para igualar las presiones entre el interior de la cámara y el vial. Los intervalos de tiempo para las cámaras oscuras fueron: 0, 10, 20 y 30 min que representan las concentraciones (C₀, C₁, C₂, C₃), respectivamente. Para cámaras transparentes los tiempos fueron de 0, 3, 6 y 9 min (C₀, C₁, C₂, C₃).

8.2.4 Mediciones ambientales

Se midieron las variables utilizadas en el cálculo de gases confinados al interior de la cámara estática como se explicó en el capítulo cinco. En cada micrositio se colectó suelo durante cada fecha de muestreo para obtener la humedad gravimétrica para los 5 cm superficiales del suelo. La temperatura del suelo fue medida para la misma profundidad con un termómetro Hanna HI 98840 TM. La velocidad del viento (ms⁻¹) y la temperatura del aire (C°) se midieron al momento de la colecta con un equipo manual multiparamétrico anemómetro 840003 de *Sper Scientific*®. La intensidad de la luz (Wm⁻²) se midió a intervalos de 60 minutos durante el periodo del estudio con un sensor de radiación solar (PAR) de Decagon Devices®, La información se almacenó en almacenando la información en un almacenador de datos.

8.2.5 Análisis estadísticos

Los análisis estadísticos fueron basados en estadística no paramétrica para datos sin distribución normal de acuerdo con Kravchenco y Robertson (2015). El análisis de normalidad se probó con Kolmogorov-Smirnov, demostrando que los datos no fueron normales ($p < 0.05$, $\alpha = 0.05$). Los análisis estadísticos para contraste consistieron de las pruebas de Kruskal-Wallis y la mediana de Mood. La relación entre las emisiones de los GEI y variables ambientales como temperatura del suelo, del aire y velocidad del tiempo. Los cálculos se realizaron en MINITAB® *Release 15*.

8.3 Resultados

8.3.1 Estudio de caso 1. Humedal de Ichupio

Bióxido de carbono

Se presentan los resultados de los flujos de gases del humedal de Ichupio y el balance general del mismo. El compartimento del suelo presentó valores para la mediana de 0.53 y para la media de 2.23 g CO₂ m⁻² d

¹, con valores mínimos de -20.5 y máximos de 55.1 g CO₂ m⁻² d⁻¹. Para el compartimento de suelo y raíz, los flujos mostraron valores para la mediana de 2.91 y media de 9.23 g CO₂ m⁻² d⁻¹, con valores máximos de 249.6 y mínimos de -6.94 g CO₂ m⁻² d⁻¹. Para los flujos de CO₂ del ecosistema (Suelo + raíz + planta; fase oscura), mostró valores de la mediana de 2.2 y de 5.87 g CO₂ m⁻² d⁻¹ y valores máximos y mínimos de 64.7 y -74.68 g CO₂ m⁻² d⁻¹, respectivamente. En el caso del funcionamiento del ecosistema completo (Suelo + raíz + planta; fase luz), mostraron valores para la mediana de -0.170 y la media de -0.686 g CO₂ m⁻² d⁻¹, con valores mínimos de -9.481 y máximos de 9.216 g CO₂ m⁻² d⁻¹ (Figura 8.2). No se presentaron diferencias estadísticas ($p = 0.713$) entre los sitios siendo independientes del grado de saturación de agua en el suelo; los resultados sugieren que el ecosistema funciona como sitios neutros, debido a que el balance general es cercano a cero como lo muestran los valores de las medianas.

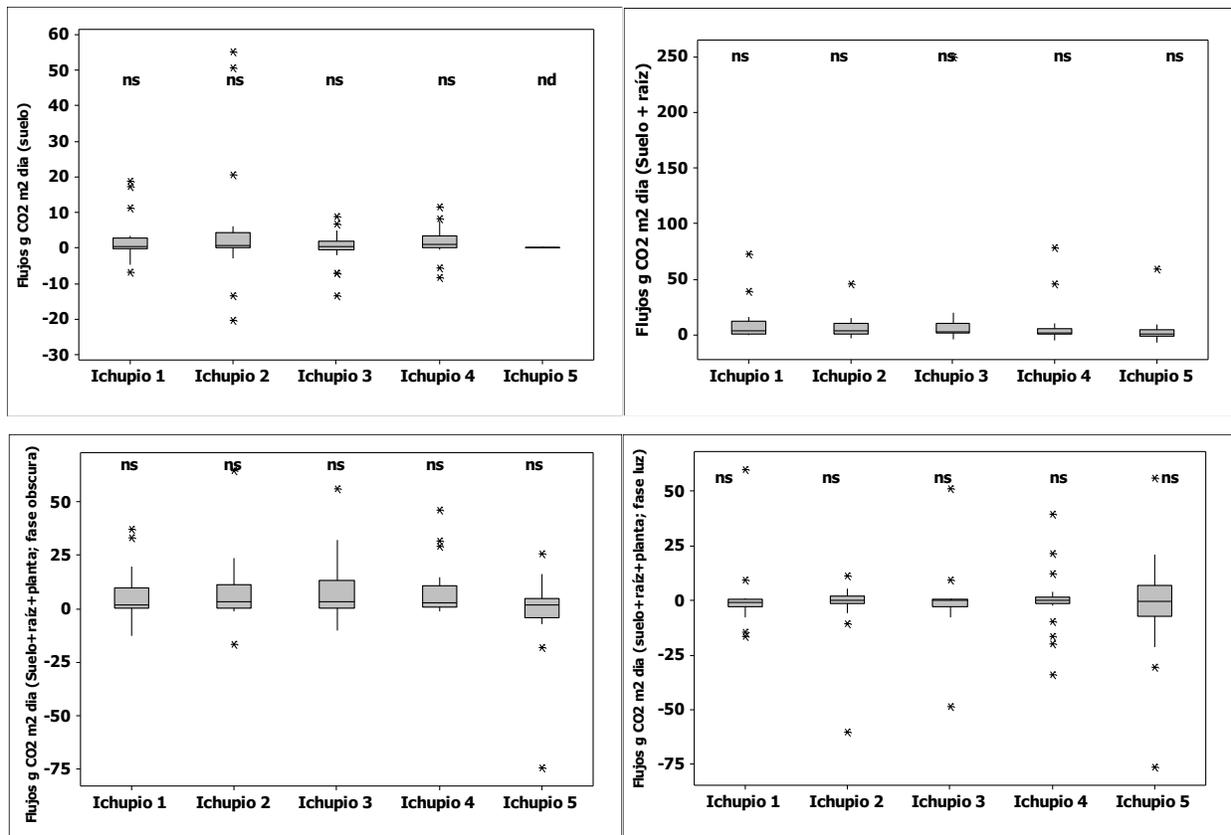


Figura 8.2. Probabilidades de la prueba de Kruskal-Wallis; Flujos suelo ($p = 0.473$). Flujos (Suelo + raíz) ($p = 0.189$). Flujos del ecosistema (Suelo + raíz + planta; fase oscura) ($p = 0.476$). Flujos del ecosistema (Suelo + raíz + planta; fase luz) ($p = 0.701$).

Metano

Se presentan los resultados de los flujos de metano para los diferentes compartimentos del suelo por micrositio. El compartimento suelo mostró valores de -0.05 para la mediana y de -0.177 g CH₄ m⁻² d⁻¹ para

la media; el valor máximo fue de 6.5 y el mínimo de -6.6 g CH₄ m⁻² d⁻¹. Los flujos del suelo y raíz presentaron valores de 0.0 para la mediana y 10.9 g CH₄ m⁻² d⁻¹ para la media, los valores máximo fueron de 628.1 y mínimo de -193.6 g CH₄ m⁻² d⁻¹. El ecosistema completo en la fase de obscuridad, presentó valores de la mediana de 0.0 y media de 3.30 g CH₄ m⁻² d⁻¹ con extremos máximos de 175.5 y mínimos de -45.6 g CH₄ m⁻² d⁻¹. Los flujos para el ecosistema en la fase con luz, mostraron valores de la mediana de 0.0 y media de 11.8 g CH₄ m⁻² d⁻¹ y valores extremos máximos de 312.7 y mínimos de -27.8 g CH₄ m⁻² d⁻¹ (Figura 8.3). Es de resaltar que el sitio cinco, que está permanentemente inundado, presentó los valores extremos más grandes con respecto a los otros micrositios y compartimentos, y muestra la importancia de la vegetación acuática en la emisión del metano.

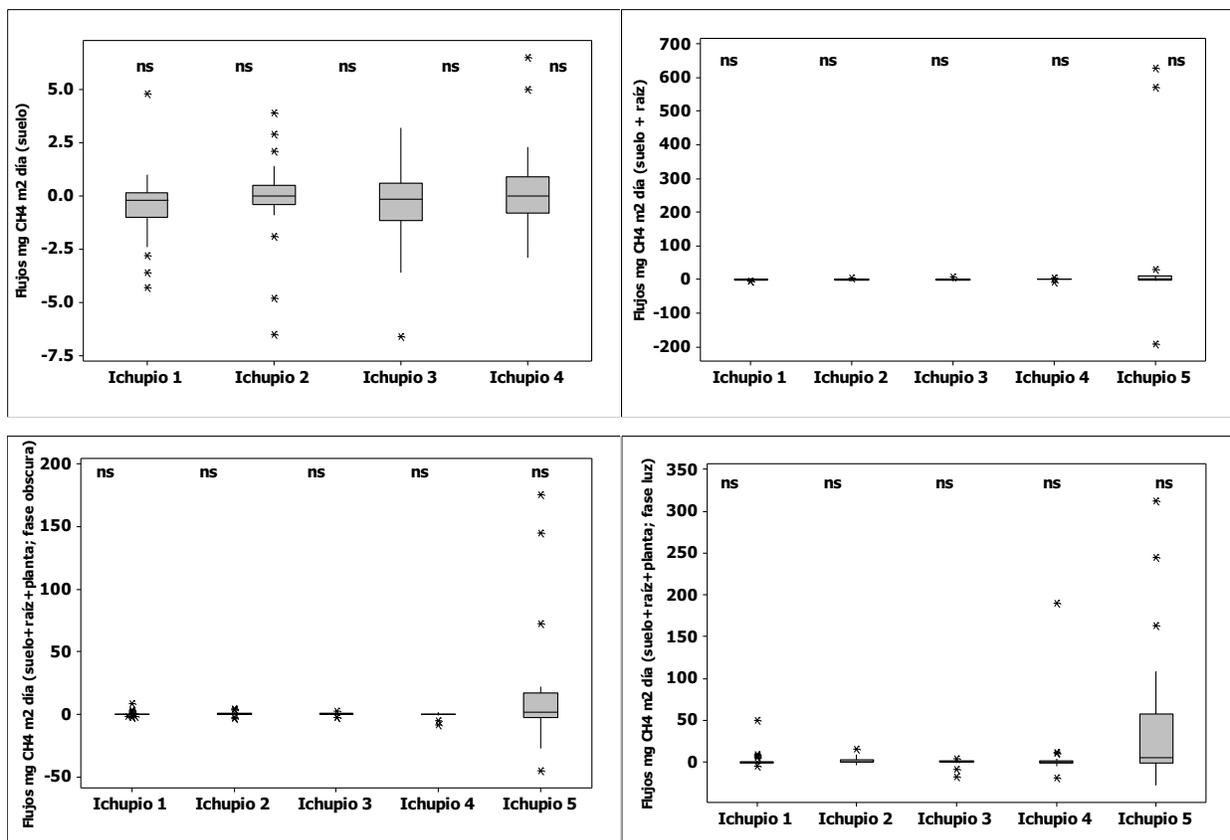


Figura 8.3. Probabilidades de la prueba de Kruskal-Wallis; Flujos del suelo ($p = 0.575$); Flujos de suelo y raíz ($p = 0.489$); los flujos del ecosistema (suelo + raíz + planta; fase oscura) ($p = 0.423$). Los flujos del ecosistema (suelo + raíz + planta; fase luz) ($p = 0.088$).

El flujo global de CO₂ en Ichupio mostró diferencias significativas entre los compartimentos estudiados, siendo mayores en el compartimento suelo y raíz, y los menores en el compartimento suelo solo y el ecosistema completo. Durante la fase con luz, se comporta como sumidero de carbono, lo que indica el

efecto importante que juega la vegetación en la asimilación del CO₂ atmosférico (Figura 8.4). Se observó que la interacción suelo+raíz, es significativo en la emisión del CO₂ con respecto a los aportes del suelo solo, y los aportes del ecosistema, lo que sugiere que la raíz es el componente principal del flujo de esta forma de carbono hacia la atmósfera.

El metano en Ichupio, se comporta como un sumidero en el compartimento del suelo, sin que sea significativamente diferente con los demás compartimentos, lo que sugiere que es neutral en el balance de metano (Figura 8.4).

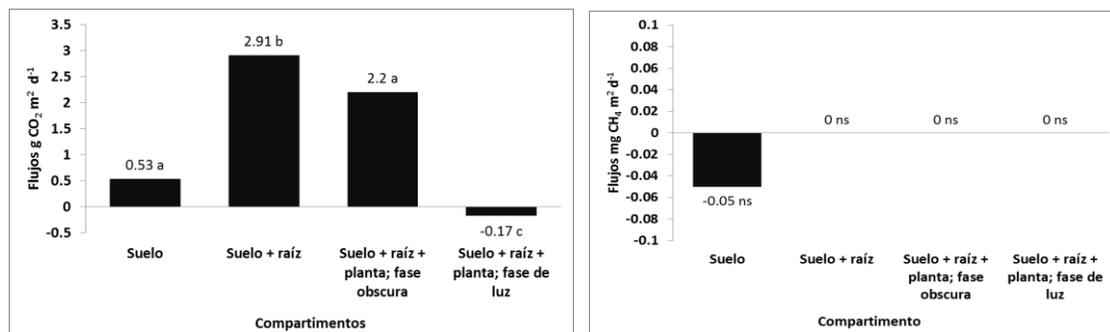


Figura 8.4. Prueba de Kruskal-Wallis ($p = 0.000$; $\alpha = 0.05$ para bióxido de carbono; prueba de mediana de Mood para diferencias entre compartimentos ($p = 0.000$). Kruskal-Wallis ($p = 0.059$) y ($p = 0.167$) para la mediana de Mood del metano).

8.3.2 Estudio de caso 2. Humedal de Jarácuaro

Bióxido de carbono

El balance general de los flujos en Jarácuaro, indican que los flujos del suelo fueron para la mediana de 0.6 y de la media de 1.6 g CO₂ m⁻² d⁻¹ (Figura 8.5). Los flujos del suelo y raíz, sugieren que estos compartimentos funcionan como emisores de CO₂ a la atmósfera, como sugieren los valores de la mediana de 1.4 y la media de 5.2 g CO₂ m⁻² d⁻¹. Los flujos del ecosistema en la fase de oscuridad, mostraron valores de la mediana de 1.3 y de la media de 6.8 g CO₂ m⁻² d⁻¹, sin que existan diferencias estadísticas entre los sitios. Los flujos del ecosistema en la fase con luz, sugieren que el sistema funciona como un emisor de CO₂ hacia la atmósfera, como se desprende de los valores de la mediana y de la media 1.2 y 3.2 g CO₂ m⁻² d⁻¹, respectivamente, sin que existan diferencias significativas entre los micrositos. Lo anterior, sugiere que los flujos de CO₂ son homogéneos en el humedal y son independientes del grado de saturación, debido posiblemente a que el flujo de bióxido de carbono es controlado principalmente por la vegetación. Es de resaltar que si bien el sistema del humedal en todos sus compartimentos funciona como emisor, puede en ciertos momentos del año asimilar el CO₂ como se aprecia en la figura 8.5.

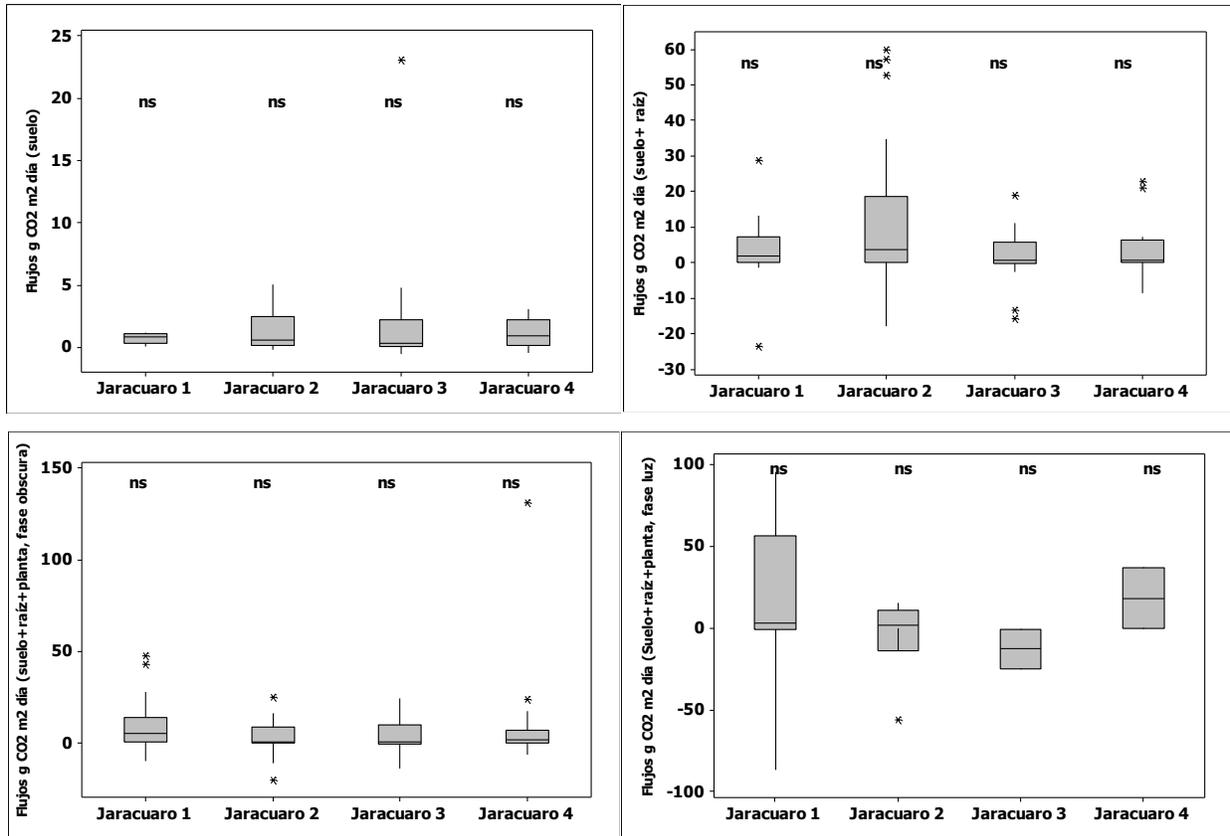


Figura 8.5. Probabilidades de la prueba de Kruskal-Wallis; Flujos del suelo ($p = 0.964$); Flujos de suelo y raíz ($p = 0.494$); los flujos del ecosistema (suelo + raíz + planta; fase oscura) ($p = 0.271$). Los flujos del ecosistema (suelo + raíz + planta; fase luz) ($p = 0.495$).

Metano

Los flujos del metano por sitio en sus diferentes compartimentos, mostró valores de la mediana de 9 y media de $106 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. En lo que respecta al suelo y raíz, la mediana tuvo un valor de -11 y una media de $65 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, es de resaltar que las medidas de tendencia central difieren, significativamente, lo que indica que los resultados pueden diferir, cuando se analizan con estadística paramétrica. Por su parte, el ecosistema en la fase de oscuridad, mostró valores de la mediana de 10 y una media de $322 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Los flujos del metano considerando el ecosistema completo durante la fase con luz, muestran valores de la mediana de 2525 y media de $1741 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Figura 8.6). En todos los casos no hubo efecto de micrositio y ningún caso fue significativamente diferente; lo anterior, sugiere que el grado de saturación de los poros del suelo por agua, no modifica significativamente los flujos de metano. Es de resaltar que en la fase con luz del ecosistema, se presentó mayor variabilidad en los flujos, lo que sugiere una dinámica compleja en su funcionamiento.

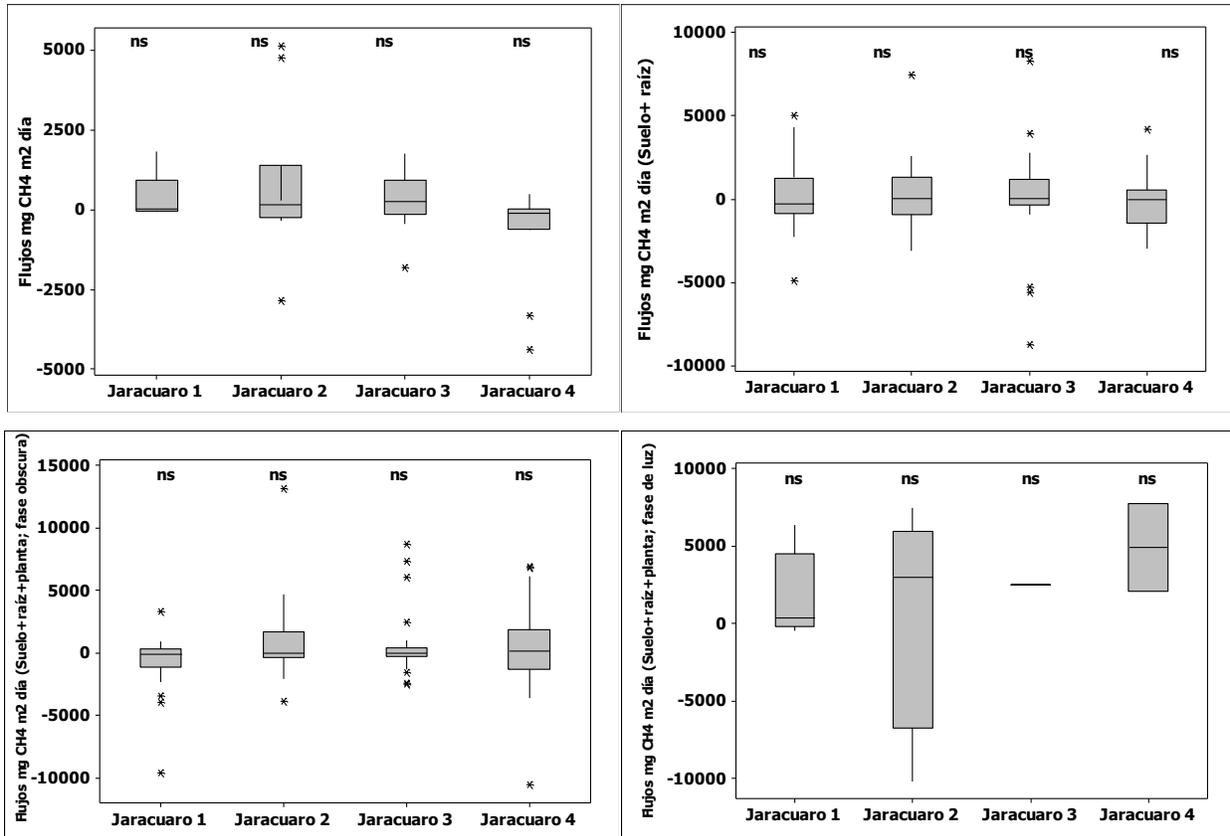


Figura 8.6. Probabilidades de la prueba de Kruskal-Wallis; Flujos de suelo ($p = 0.171$); Flujos de suelo y raíz ($p = 0.846$); los flujos del ecosistema (suelo + raíz + planta; fase oscura) ($p = 0.500$). Los flujos del ecosistema (suelo + raíz + planta; fase luz) ($p = 0.790$).

Un comparativo de los flujos de CO_2 , considerando la suma de los compartimentos por micrositio, se presenta en la figura 8.7. Los resultados sugieren que no existe una diferencia estadísticamente significativa en los flujos del CO_2 y el humedal funciona como emisor del gas hacia la atmósfera. El flujo sugiere que el suelo y las raíces de las plantas, son responsables al igual que el humedal de Ichupio, de la emisión del CO_2 ; sin embargo, la asimilación que realizan las plantas en la zona aérea indican que el balance del ecosistema es neutro. Lo anterior, resalta la importancia que tienen estos ecosistemas para regular las emisiones de esta forma del carbono.

Metano

Los flujos del metano, apuntan que tanto las emisiones como la asimilación tienden a la neutralidad, en donde es importante la interacción suelo y raíz para generar una zona de oxidación del metano, siendo importante para contrarrestar las emisiones generales del ecosistema (Figura 8.7 derecha).

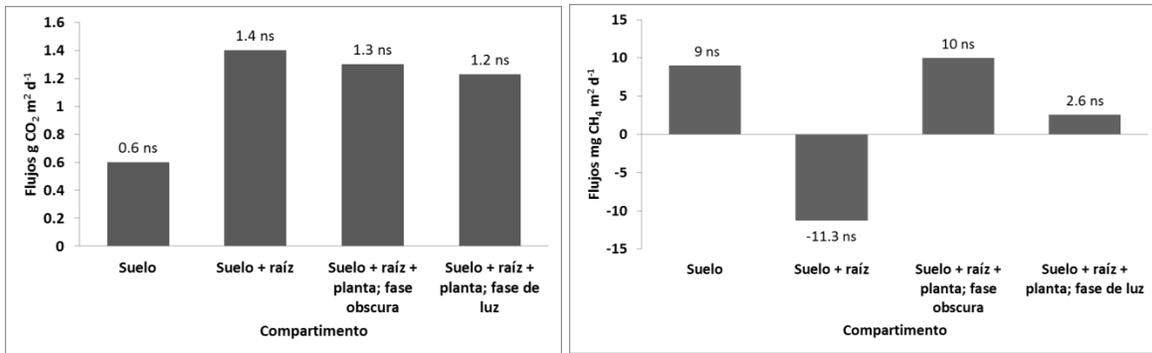


Figura 8.7. Flujos de bióxido de carbono y metano en el humedal de Jarácuaro. Prueba de Kruskal-Wallis ($p = 0.311$; $\alpha = 0.05$ para bióxido de carbono; $p = 0.127$; $\alpha = 0.05$ para el metano).

Finalmente, el análisis de componentes principales por correlación (Figura 8.8). Los resultados sugieren dos componentes con valores propios mayores a 1. Los componentes explicaron el 51 % de la varianza total para los GEI en Ichupio y del 60 % en Jarácuaro. La variable que contribuyó significativamente a la varianza total fue la velocidad del viento.

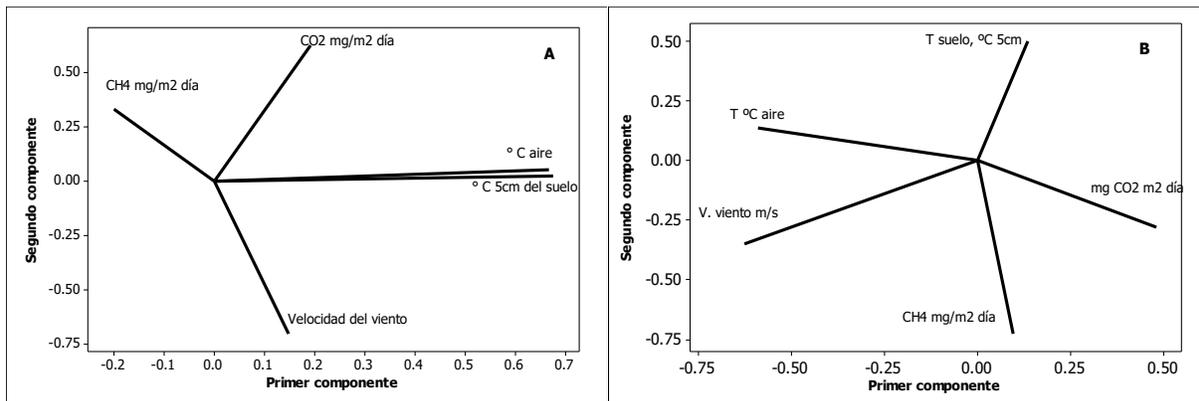


Figura 8.8. Análisis de componentes principales por correlación para las variables que pueden explicar las emisiones de gases (A) Ichupio, (B) Jarácuaro.

En términos generales, el flujo de carbono fue neutro a ligeramente negativo ($-0.17 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y $0.0 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) en el humedal Ichupio y el de Jarácuaro se comportó como emisor ($1.2 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y $2.6 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), siendo este último, el contiene un mayor reservorio de carbono orgánico en el suelo. El flujo por compartimento, Ichupio se comportó como emisor del CO₂ en el suelo, suelo y raíz y, suelo, raíz, planta en la fase oscura, sin significancia estadística entre ellos. Por el contrario, en la fase con luz, el ecosistema funcionó como sumidero del CO₂, pero es significativamente menor, que la emisión de la fase oscura del sistema. En este sentido, la raíz de la planta juega un rol importante como emisor en los flujos

de CO₂; lo que significa que la raíz por si sola contribuye con 2.38 g CO₂ m⁻² d⁻¹ (suelo y raíz 2.91 - suelo 0.53 = 2.38), lo que muestra el potencial de la raíz para oxidar el carbono edáfico. El humedal de Jarácuaro se presentó como emisor en todos los compartimentos, tanto para la fase con luz como en la oscura. En este mismo sentido, la fotosíntesis (fase con luz), tiene la capacidad de asimilar el CO₂ total que emite el sistema suelo (Figura 8.4). Se observó, al igual que en el otro humedal, el efecto significativo de la raíz como una zona de emisión del CO₂ (Figura 8.7) contribuyendo con 0.8 g CO₂ m⁻² d⁻¹ (suelo y raíz 1.4 - suelo 0.8 = 0.8). Adicionalmente, la zona de raíz, es donde las emisiones de metano son negativas, lo que sugiere como la región de oxidación de este gas. Sin embargo, no fue suficiente para que el sistema emita metano hacía la atmósfera.

8.4 Discusión

Los datos anteriormente expuestos, sugieren que el sistema se comporta de manera diferencial a través del tiempo, teniendo una función de asimilador del bióxido de carbono (78 % de los datos) pero en otro momento, puede funcionar como un emisor (28 % de los datos), siendo el balance neto, la asimilación del gas, siendo explicado por la fisiología de las plantas. La literatura informa que los cambios de presión en la atmósfera y en interior de las hojas de las plantas, es el mecanismo que regula la tasa de difusión del gas, por lo tanto, pueden explicar la mayor parte de la variación diaria (asimilación-emisión) en el flujo de gas (Constable y Longstreth, 1994; Arkebauer *et al.*, 2001). Por lo anterior, se requieren estudios a otra escala de tiempo para poder explicar estas variaciones temporales. Adicional a lo anterior, las especies vegetales se comportan diferentes, lo que implica el estudio de los flujos por estructura de especies vegetales. Por ello, es difícil contrastar los flujos provenientes de ecosistemas que presentan una gran variación en su estructura vegetal (Oertel *et al.*, 2016); sin embargo, es posible contrastar los flujos reportados por la literatura con algunos ecosistemas equivalentes.

Respecto al CO₂, la literatura sugiere flujos promedios en humedales subtropicales de Australia, de 86 mg CO₂ m⁻² h⁻¹ (2.06 g CO₂ m⁻² d⁻¹) (Bass *et al.*, 2014). Kluber *et al.* (2014) reportaron flujos de entre 15 a 25 g CO₂ m⁻² d⁻¹ en humedales de Norteamérica del Atlántico Medio. En nuestro país, la literatura es escasa al respecto y se menciona que para humedales costeros, el CO₂ presentó flujos de entre 0.5 a 15 g CO₂ m⁻² d⁻¹ con dominancia de herbáceas y de 0.5 a 18 g CO₂ m⁻² d⁻¹ en las selvas inundables con mangle, sin que existan diferencias entre ellos (Marín-Muñiz *et al.*, 2015); sin embargo, no se cuenta con información para humedales lacustres. Varios trabajos en humedales se han enfocado en medir principalmente el metano, por considerarse como el gas que es aportado en sistemas de saturación del suelo por el agua. En humedales de Norteamérica, los datos sugieren una mayor contribución del metano que del bióxido de carbono, en términos de la relación molar entre el CH₄ y el CO₂ (Whiting y Chanton, 2001). También en África un estudio que incluyó varios humedales tropicales dominados por *Cyperus papyrus* L, sugiere que

estos ecosistemas fueron sumideros de carbono, explicado porque esta especie vegetal tiene alta capacidad de asimilación de bióxido de carbono fotosintético, y en contraste la vegetación facilita la emisión de metano a la atmósfera vía el aerénquima (Saunders *et al.*, 2013). Cuando la vegetación fue dominada por *Typha domingensis*, la tasa de emisión fue menor en estos ecosistemas, lo que sugiere diferencias fisiológicas entre las especies (Jones, 1988). Por lo anterior, nuestros resultados difieren de lo reportado en estos estudios debido a que los humedales de Pátzcuaro son emisores de CO₂. Lo que podría ser explicado por la desecación que estarían sufriendo los humedales en esta zona y que en presencia de oxígeno la materia orgánica recalcitrante puede ser convertida en CO₂ al incrementarse la actividad de la enzima hidrolasa y la fenol oxidasa (Freeman *et al.*, 2004).

Con base en lo anterior, cabe mencionar que los flujos encontrados en este trabajo, son similares a los encontrados en Australia, pero inferiores a los encontrados en Norteamérica. Lo que sugiere que los humedales en regiones más polares, los flujos de CO₂ se incrementan, y es necesario aumentar los trabajos sobre flujos de CO₂, en zonas tropicales.

En lo que respecta al metano, la información suele ser más abundante, debido a la atención que han recibido los humedales respecto a los flujos de metano; en este sentido Walter *et al.*, 2007, reportan los flujos en 16 lagos de Alaska y Siberia, con valores de entre 17.9 g CH₄ m⁻² a⁻¹ (21.6 mg CH₄ m⁻² d⁻¹) en lagos no termo kársticos y de 135 g CH₄ m⁻² a⁻¹ (369.8 mg CH₄ m⁻² d⁻¹) en lagos termo kársticos. Bastviken *et al.* (2004), reportaron para 11 lagos pequeños de Norteamérica, flujos de entre 395 a 2849 mg CH₄ m⁻² a⁻¹ (1.08 a 7.8 mg CH₄ m⁻² d⁻¹). Por el contrario, en el trópico existen reportes de zonas de inundación en el Amazonas, en donde los flujos fueron de 197 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ en bosques inundados (Bartlett *et al.*, 1988); en una revisión extensa de humedales tropicales (Bartlett y Harriss, 1993), indican flujos de entre 106 a 307 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ en humedales equivalentes a los estudiados en el presente estudio. En humedales subtropicales australianos, se informa de flujos promedio de 25.3 mg CH₄ m⁻² h⁻¹ (607.2 mg CH₄ m⁻² d⁻¹) (Bass *et al.*, 2014). En México, los pocos datos disponibles son en humedales costeros de agua dulce, donde los flujos fueron de 27 a 1933 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ en los humedales herbáceos y de 29 a 1857 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ en las selvas inundables (Marín-Muñiz *et al.*, 2015). Los humedales en este estudio funcionan con un balance neutro. Los datos sugieren que no se comportan como focos rojos de emisión de gases de efecto invernadero; sin embargo, conclusiones con base en este tipo de comparaciones resultan complicadas, debido a la diversidad de técnicas y ecosistemas incompatibles entre ellos por sus características particulares de cada ecosistema (Oertel *et al.*, 2016) y por el funcionamiento de la propia vegetación en la modificación de los flujos de gases (Chabbi *et al.*, 2000; Sharma *et al.*, 2008; Laanbroek, 2010).

De acuerdo con la literatura, los gases pueden cambiar su abundancia debido a la interacción con la rizósfera de las plantas, por lo cual las concentraciones de los gases se ven reducidas (Elberling *et al.*, 2011; Yu y DeLaune, 2006), y el metano puede ser oxidado por raíces de plantas acuáticas, (Chabbi *et al.*, 2000; Sharma *et al.*, 2008; Laanbroek, 2010). Lo anterior se evidencia fuertemente en el humedal de Jarácuaro (Figura 8.7), en donde se observó una fuerte reducción del metano por la raíz, que puede significar la oxidación del mismo a CO₂. Este fenómeno no ocurrió en Ichupio, donde el balance fue neutro, y pudiera ser explicado por la dominancia de especies vegetales del género *Typha* que son más abundantes en el humedal de Ichupio, mientras que el género *Scirpus* domina en el humedal de Jarácuaro. La literatura menciona diferencias en el potencial de oxidación de la rizósfera en función de las especies vegetales (Altor y Mitsch, 2005; Inubushi *et al.*, 2001), lo que sugiere ahondar en estudios por especies vegetales en la emisión de gases a la atmósfera.

El transporte de gases puede ocurrir por el tejido aerénquimatoso vía la difusión simple, por los espacios intercelulares y estomas de plantas, donde se ha observado que la temperatura de la hoja influye en la conductancia del estoma (Garnet *et al.*, 2005). En la mayoría de las plantas enraizadas emergentes, la liberación del gas ocurre por la hoja (Harden y Chanton, 1994), por transporte convectivo, es decir, el transporte de masas de gas por gradientes de presión, como ha sido demostrado en varios géneros: *Nuphar*, *Nymphaea*, *Nelumbo*, *Typha*, y *Phragmites* (Arkebauer *et al.*, 2001). Los cambios de presión de la atmósfera y de la hoja de las plantas regulan la tasa de difusión del gas, por lo tanto, pueden explicar la mayor parte de la variación diurna en el flujo de gas (Constable y Longstreth, 1994; Arkebauer *et al.*, 2001). Con base en lo anterior, se puede explicar el incremento de las tasas de emisión de CO₂ a la atmósfera observados en este estudio, cuando se incluye el compartimento de la planta. Sin embargo, no explicaría lo que ocurre con el CH₄ y contrasta con lo reportado por la literatura, donde se reconoce que las plantas emergentes juegan un papel importante en la dinámica de la emisión principalmente de metano a la atmósfera, ya que actúan como: a) fuente de sustrato para los organismos metanogénicos, y b) conducto para que el gas sea transportado a la atmósfera a través del espacio aerénquimatoso (Dubey, 2005). Como fue presentado en las figuras 8.4 y 8.7, existe un papel preponderante de la vegetación emergente, como la principal fuente de escape del CO₂ a la atmósfera, en contraste con lagos de latitudes frías, en donde la forma dominante de emisión es la ebullición (Walter *et al.*, 2007). Sin embargo, en este estudio no queda claro si la ebullición en el caso del metano, puede ser la principal forma de escape a la atmósfera, debido a que la acumulación del metano por debajo de 30 cm del suelo (Capítulo VII) y adicionalmente, no puede ser explicado por la oxidación de las raíces de la vegetación, principalmente en los Fluvisoles; por lo cual es necesario continuar investigaciones a este respecto.

Los flujos de gases para el CO₂ fueron mayores en suelos con menos materia orgánica almacenada (el Gleysol con contenidos máximos de 2.2 %), por el contrario, suelos ricos en material orgánico (entre 7.7 y

11.3 % en el Fluvisol de Jarácuaro) presentaron menores tasas de emisión de CO₂. Lo contrario ocurrió con el metano, siendo mayores las tasas en suelos donde se acumula la materia orgánica, lo que indica procesos de descomposición lenta de la materia orgánica y es coincidente con lo reportado por la literatura (Patrick *et al.*, 1996; Sudhalakshmi *et al.*, 2007). La acumulación de materia orgánica en el suelo, es el reflejo de la historia del sitio y del balance entre las entradas y salidas del carbono; en humedales se reconoce, que por las condiciones particulares que presentan (anoxia), disminuye la tasa de descomposición y por lo tanto, se acumula el carbono considerándose como reservorio o sumidero del mismo (Collins y Kuehl, 2001; Craft, 2001; Kayranli *et al.*, 2010), como lo que ocurre en el Fluvisol de Jarácuaro; por el contrario, en el Gleysol de Ichupio, el almacén es significativamente menor, sin embargo, los flujos de metano a la atmósfera del Fluvisol son significativamente altos mientras que el Gleysol es neutro, por lo tanto, en términos de cambio climático el Fluvisol es un foco rojo de emisión de gases, a pesar de contener mayor cantidad de carbono en el suelo. Actualmente, la literatura ha abierto el debate de si los humedales son sumideros o fuentes de GEI, debido a que han almacenado durante periodos largos de tiempo carbono en el suelo, pero se consideran los principales emisores de carbono a la atmósfera (Kayranli *et al.*, 2010). Para entender la contribución neta de los flujos de los humedales en la atmósfera, es necesario medir todo el ciclo de carbono que incluye la productividad primaria neta, el almacenamiento en la vegetación, los flujos de gas (emisiones y asimilaciones) a largo plazo, para poder realizar un balance neto (Blodau, 2002).

8.5 Conclusión

Los humedales de Pátzcuaro, no presentaron diferencias significativas para los diferentes compartimentos, ni en el gradiente de humedad de los humedales. Lo anterior sugiere que la posición de muestreo no fue un factor importante para causar una diferenciación en la dinámica del carbono. Con la información recabada en el presente estudio, podemos concluir que los humedales del lago de Pátzcuaro son importantes emisores de CO₂, siendo la vegetación hidrófita enraizada emergente el principal conducto del gas a la atmósfera; en contraste a lo esperado, el metano presentó un balance neto estadísticamente neutro, sin que quede esclarecida la forma en que se transmite el metano desde el suelo a la atmósfera o si es oxidado en la zona radicular a CO₂. Adicionalmente, el uso de diferentes medidas de tendencia central puede modificar la comprensión de los flujos de gases en los suelos.

CAPÍTULO IX

9.1 Conclusiones generales y recomendaciones

La finalidad del presente capítulo es integrar los principales resultados encontrados en esta tesis doctoral de los humedales lacustres de Pátzcuaro, Michoacán, México y algunas recomendaciones para futuros trabajos sobre el tema desarrollado.

9.1.1 Conclusiones

1. El lago de Pátzcuaro es un sistema que presentó una reducción significativa en el tamaño del espejo de agua de 1972 a 2014, modificando su superficie de 111.7 km² a 79.82 km², a una tasa negativa de 0.72 km² año⁻¹. La longitud de la costa se modificó de 90.14 km lineales en el año de 1972 a 71.84 km lineales en el año de 2014. Los cambios prominentes encontrados fueron la pérdida del humedal de Tzurumútaró a partir de los años de 1980; la fusión de las islas Jarácuaro y La Pastora y su ulterior unificación con el área terrestre circundante del lago. Los componentes del balance hídrico, la cobertura vegetal y uso del suelo, no fueron suficientes para explicar la pérdida de los humedales. Es posible que la erosión sea el principal componente de la reducción del espejo de agua y que ha dado origen a un Fluvisol en la zona de Jarácuaro. De la presente conclusión, se deriva que los flujos de gases podrían estar cambiando a través del tiempo por modificación en la superficie ocupada por los mismos y por alteraciones en la vegetación hidrófita enraizada emergente que funciona como un sistema de escape de los gases a la atmósfera. Además se resalta la importancia del estudio de este cuerpo de agua que podría funcionar como un centinela de los cambios en los flujos de carbono.
2. Dos sitios estudiados en las riberas del lago de Pátzcuaro revelaron dos Grupos de Referencia de Suelos (GSR) asociados a los humedales del cuerpo de agua; uno de ellos saturado *cuasi* permanentemente en una gran planicie aluvial y corresponde a un Gleysol Háptico (Colúvico, Éutrico); el otro es un Fluvisol Háptico (Hiperhúmico, Éutrico) con periodos alternados de secado y humedecimiento bien marcados.
3. Los resultados sugieren que los humedales del lago se encuentran entre los ecosistemas subacuáticos con almacenes de carbono equiparables a los manglares, solo por detrás de los manglares. Lo anterior sugiere un papel relevante en sistemas donde se desarrollan especies como la *Typha domingensis* y *Cyrcus* sp.
4. Los resultados mostraron que el sistema de colecta de gases con las cámaras utilizadas en el presente estudio es aceptable. Se encontró evidencia estadística que sugiere la posibilidad de eliminar las muestras pareadas y de reducir el número de cámaras para monitoreo de flujos de carbono y tener mayor eficiencia en costos y esfuerzo de trabajo para estudios y monitoreo del

lago de Pátzcuaro como un centinela de los cambios globales que se reflejan en los flujos de carbono.

5. Se midieron en la atmósfera cercana al suelo concentraciones altas de CO₂ y CH₄ (CO₂ = 519.8 ± 236.2 mg m⁻³ y CH₄ = 24.2 ± 11.1 mg m⁻³), superiores a los promedios globales, sin quedar claro, si es producto de los humedales o de un entorno más allá de los sistemas estudiados. Los gases de la atmósfera cercana al suelo se asocian con la temporada de máximo desarrollo de la vegetación acuática emergente.
6. En la pedósfera los gases CO₂ y CH₄ incrementan de manera significativa con el aumento de la profundidad hasta 30 cm; pero el metano, aumenta significativamente por debajo de los 30 cm del perfil, donde el suelo se vuelve más anóxico y donde decrece sustancialmente la densidad de raíces y se reduce la porosidad del suelo. Por el contrario, la concentración del CO₂ disminuye por debajo de esta profundidad. Los flujos de gases sugieren que el CO₂ es el gas emitido preponderantemente por el sistema hacia la atmósfera y por el contrario el CH₄ se mantiene en un balance neutro. Al parecer en estos humedales la vegetación oxida el CH₄ del suelo y lo convierte a CO₂.
7. Finalmente, con respecto a la hipótesis planteada en el presente estudio, podemos responder que los humedales de Pátzcuaro son emisores de carbono a la atmósfera, en su forma de bióxido de carbono y no así en la forma de metano; lo anterior sobre las bases de que lago está en un proceso de desecamiento por posible azolve derivado de los procesos de erosión sedimentación que modifican el régimen de humedad del suelo. Lo anterior favorece la oxidación de la materia orgánica almacenada en los humedales. De continuar la tendencia actual, se vislumbra como un sitio donde la captura de carbono será reducida significativamente.

9.1.2 Recomendaciones

1. Se sugiere investigar modelos de balance hidrológico que integren las temperaturas máximas y los cambios de cobertura vegetal a escala mayor que la cuenca de captación (macroescala regional), además de estudios sobre la erosión y azolve de manera continua y permanente, así como estudios sobre el uso consuntivo del agua al interior de la cuenca para intentar dilucidar cuáles son los factores que ejercen mayor presión en Pátzcuaro.
2. El lago de Pátzcuaro, es un centinela de los cambios regionales que están ocurriendo en el Centro de México y resulta de suma importancia continuar con un monitoreo permanente de los cambios en su superficie y también en su profundidad, debido a que no quedan claros los mecanismos que están causando la pérdida de los humedales. Además de continuar con un sistema de monitoreo de como sitio permanente de la captura de carbono y de los flujos de gases de los humedales pero

además de las aguas abiertas, para entender si el sistema está transitando de sumidero a emisor de carbono hacia la atmósfera.

3. Resulta necesario investigar a mayor profundidad el papel de la rizósfera de las plantas hidrófitas enraizadas emergentes en la modificación de los gases del suelo y su función en el transporte de los gases hacia la atmósfera, pudiendo ser un factor crucial en el funcionamiento como almacén o fuente de carbono a la atmósfera.
4. Es necesario emplear metodologías comparables y consistentes entre sí, tanto del almacén de carbono y su captura, como de los flujos de gases, pues las discrepancias metodológicas causan confusiones en la comprensión en el funcionamiento de estos ecosistemas.

AGRADECIMIENTOS

Al comité tutor conformado por:

Dra. Norma Eugenia García Calderón

Dra. Elena Ikkonen

Dr. Felipe García Oliva

Al jurado:

Dra. Christina Siebe

Dra. Silke Cram

Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo

Dra. Norma Eugenia García Calderón

Dr. Felipe García Oliva

Apoyo del equipo de laboratorio

Dra. Amparo Martínez

Apoyo técnico en laboratorio

M.C. José Manuel Hernández

Muestreo de campo y laboratorio

Iván N. Medina Orozco

Octavio Medina Rosiles

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra (Instituto de Geología)

Beca de CONACYT para estudios de posgrado. 17264

Al proyecto “Focos rojos de gases de invernadero en México: estructura y funcionamiento de los suelos saturados de humedad”. Fondo Sectorial de Investigación Ambiental. SEMARNAT- CONACYT Clave: 23489. Responsable: Dra. Norma E. García Calderón.

Al Proyecto: Estructura y funcionamiento de la materia orgánica en suelos de humedales. Importancia en los almacenes de carbono en ecosistemas tropicales costeros. Financiamiento PAPIIT. IN224410. Responsable: Dra. Norma Eugenia García Calderón.

REFERENCIAS

- Adame, M.F., Kauffman, J.B., Medina, I., Gamboa, J.N., Torres, O., Caamal, J.P., Reza, M y J. A. Herrera-Silveira, 2013. Carbon stocks of tropical coastal wetlands within the karstic landscape of the Mexican Caribbean. PLoS ONE. 8(2): 1-13. doi:10.1371/journal.pone.0056569
- Adrian, R., C. M. O'Reilly., H. Zagarese., S. B. Baines., D. O. Hessen., W. Kellerf., D. M. Livingstone., R. Sommaruga., D. Straile., E. Van Donk., G. A. Weyhenmeyer., and M. Winder. 2009. Lakes as sentinels of climate change. Limnology and Oceanography. 54(6): 2283-2297. doi: 10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2283
- Allaire, S. E., J. A. Lafond., A. R. Cabral and S. F. Lange. 2008. Measurement of gas diffusion through soils: comparison of laboratory methods. Journal of Environmental Monitoring. 10 (11): 1326–1336. doi: 10.1039/b809461f.
- Altor, A. E, and W. J. Mitsch. 2005. Methane flux from created marshes: Effects of intermittent vs. continuous inundation and emergent macrophytes. *In: The Olentangy River Wetland Research Park 2004.* 103-108.
- Álvarez, S. 2005. La descomposición de la materia orgánica en humedales: la importancia del componente microbiano. Ecosistemas. 13(2): 17-29.
- Álvarez-Icaza, P., P. Ávila., N. Barrera., J. Caballero., A. Chacón., J. Esteva y V.M. Toledo. 1996. Plan Pátzcuaro 2000. Diagnóstico, Propuestas, Recomendaciones, SEMARNAP, PNUD. México. 51p.
- Amador, G. A. 1999. Simulación dinámica del impacto ambiental por actividades agrícolas en la cuenca del lago de Pátzcuaro, Mich. Tesis de Maestro en Ciencias en Conservación y Manejo de Recursos Naturales. UMSNH. Morelia, Mich. 101 pp.
- Amundson, R. 2001. The carbon budget in soils. Annual Review of Earth Planetary Sciences. 29: 535-62. doi: 10.1146/annurev.earth.29.1.535
- An, S., H. Li., B. Guan., C. Zhou., Z. Wang., Z. Deng., Y. Zhi., Y. Liu., C. Xu., S. Fang., J. Jiang and H. Li. 2007. China's natural wetlands: past problems, current status, and future challenges. Ambio. 36 (4):335-342. doi:10.1579/0044-7447(2007)36[335:CNWPPC]2.0.CO;2
- Ardila, L. J. P., O. J. Espejo, V., y J. L. Herrera, E. 2005. Validación de una metodología de clasificación de imágenes satelitales en un entorno orientado a objetos. Ingeniería. 10 (1): 61-69.
- Arkebauer, T. J., J. P Chanton., S. B Verma, and J.Kim. 2001. Field measurements of internal pressurization in *Phragmites australis* (Poaceae) and implications for regulation of methane emissions in a midlatitude prairie wetland. American Journal of Botany 88(4): 653–658. doi: 10.2307/2657065
- Armstrong, J and W. Armstrong. 1990. Light-enhanced convective throughflow increases oxygenation in rhizomes and rhizosphere of *Phragmites australis* (Cav.) Trin. ex Steud. New phytologist. 114 (1): 121-128. doi: 10.1111/j.1469-8137.1990.tb00382.x
- Aselmann, I. and P. J. Crutzen. 1989. Global distribution of natural freshwater wetlands and rice paddies, their net primary productivity, seasonality and possible methane emissions. Journal of Atmospheric Chemistry. 8: 307–358. doi: 10.1007/BF00052709.
- Bagli, S and P. Soille. 2004. Automatic delineation of shoreline and lake boundaries from Landsat satellite images. *Proceedings of initial ECO-IMAGINE GI and GIS for Integrated Coastal Management*, Seville 13th–15th May 2004.
- Baird, C. 1999. Environmental chemistry. 2nd edition. Chapter 4. The greenhouse effect and global warming. W. H. Freeman and Company. USA.
- Balirwa, J. S. 1995. The Lake Victoria environment: Its fisheries and wetlands - a review. Wetlands Ecology and Management. 3. 209-224. doi:10.1007/BF00179837
- Bartlett, K. B, and R. C. Harriss. 1993. Review and assessment of methane emissions from wetlands. Chemosphere. 26: 261–320. doi: 10.1016/0045-6535(93)90427-7
- Bartlett, K. B., P. M. Crill., D. I. Sebacher., R. C. Harriss., J. O. Wilson, and J. M. Melack. 1988. Methane flux from the central Amazonian floodplain. J. Geophys. Res., 93(D2): 1571–1582. doi:10.1029/JD093iD02p01571.
- Bass, A. M., O'Grady, D., Leblanc, M. S. Tweed., P. N. Nelson., and M. I. Bird. 2014. Carbon dioxide and methane emissions from a wet-dry tropical floodplain in Northern Australia. Wetlands. 34 (3): 619-627. doi:10.1007/s13157-014-0522-5
- Bastviken, D., J. Cole., M. Pace, and L. Tranvik. 2004. Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate. Global Biogeochemical Cycles. 18 (4): 1-12. doi:10.1029/2004GB002238.

- Batjes, N. H and E. M. Bridges. 1992. World inventory of soil emissions: identification and geographic quantification of soil factors and soil processes that control fluxes of CO₂, CH₄ and N₂O, and the heat and moisture balance. Chapter 2. Methane. 11-35 pp. International Soil Reference and Information Centre.
- Berlanga-Robles, C. A., A. Ruiz-Luna y G. E De la Lanza. 2008. Esquema de clasificación de los humedales de México. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía. 66: 25-46.
- Bernal-Brooks, F. W., A. Gómez-Tagle Rojas and J. Alcocer. 2002. Lake Patzcuaro (Mexico): a controversy about the ecosystem water regime approached by field references, climatic variables, and GIS. *Hydrobiologia* 467: 187-197. doi: 10.1023/A:1014919032228
- Bhullar, G. S., M. Irvani., P. J. Edwards and H. O. Venterink. 2013. Methane transport and emissions from soil as affected by water table and vascular plants. *BMC Ecology*. 2013; 13: 32. doi: 10.1186/1472-6785-13-32.
- Billings, S. A., D. D. Richter and J. Yarie. 1998. Soil carbon dioxide fluxes and profile concentrations in two boreal forests. *Canadian Journal of Forest Research*. 28(12): 1773-1783. doi : 10.1139/x98-145
- Bischoff, J. L., I. Israde-Alcantara., V. H. Garduño-Monroy and S. Wayne C. 2004. The springs of Lake Pátzcuaro: chemistry, salt-balance, and implications for the water balance of the lake. *Applied geochemistry*. 19(11): 1827-1835. doi: 10.1016/j.apgeochem.2004.04.003
- Blake, D. R., and F. S. Rowland. 1995. Urban leakage of liquefied petroleum gas and its impact on Mexico City air quality. *Science, New Series*. 269 (5226): 953-956. doi: 10.1126/science.269.5226.953
- Blake, G. R and K. H. Hartge. 1986. Bulk density. *In*: A. Klute (ed). *Methods of soil analysis*. Part 1. Physical and mineralogical methods. 2nd Edition. Monograph N°9. Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin. USA. 363-375 pp.
- Blanken, P. D., C. Spence., N. Hedstrom, and J. D. Lenters. 2011. Evaporation from Lake Superior: 1. Physical controls and processes. *Journal of Great Lakes Research*. 37(4): 707-716. doi. 10.1016/j.jglr.2011.08.009
- Blaschke, T. 2010. Object based image analysis for remote sensing. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 65 (1): 2-16. doi: 10.1016/j.isprsjprs.2009.06.004
- Blodau, C and T. R. Moore. 2003. Micro-scale CO₂ and CH₄ dynamics in a peat soil during a water fluctuation and sulfate pulse. *Soil Biology & Biochemistry*. 35: 535–547. doi: 10.1016/S0038-0717(03)00008-7
- Blodau, C. 2002. Carbon cycling in peatlands: A review of processes and controls. *Environmental Reviews*. 10(2): 111-134. doi : 10.1139/a02-004
- Bolin, B. 1972. El ciclo del carbono. 102-120 p. *En*: La Biosfera. Piel *et al* (eds). Scientific American. Inc. San Francisco. Alianza Editorial. Madrid. España. 267 pp.
- Bonilla-Barbosa, J. R. 2007. Flora acuática vascular. 113-127 p. *En*: Luna, I., J.J. Morrone y D. Espinosa (Eds.), *Biodiversidad de la Faja Volcánica Transmexicana*, UNAM, México, D.F. 514 pp.
- Bosse, U. and Frenzel, P. 1998. Methane emission from the rice microcosms: the balance of production, accumulation and oxidation. *Biogeochemistry* 41: 199-214. doi: 10.1023/A:1005909313026
- Bouwman, A. F. 1989. The role of soils and land use in the greenhouse effect. Background paper international conference “soils and greenhouse effect”. ISRIC. 148 pp.
- Bravo-Espinosa, M., Medina-Orozco, L., Fregoso-Tirado, L. E. y M. Gallardo-Valdez. 2012. Evaluación preliminar del efecto del laboreo sobre un suelo con manejo de labranza conservacionista en el escurrimiento y erosión, Pátzcuaro, Michoacán. *Ciencia Nicolaita*. 55: 42-51.
- Bradley, M. P and M. H. Stolt. 2003. Subaqueous soil-landscape relationship in Rhode Island estuary. *Soil Science Society of America Journal*. 67: 1487-1495. doi: 10.2136/sssaj2003.1487
- Brady, N. C, and R. R. Weil. 1999. *The nature and properties of soil*. 12th edition. Prentice Hall. USA. 881 pp.
- Briggs, S. V., M. T. Maher, and D. J. Tongway. 1993. Dissolved and particulate organic carbon in two wetlands in southwestern New South Wales, Australia. *Hydrobiologia*. 264: 13-19. doi: 10.1007/BF00014660
- Brix, H., B. K. Sorrell and H. H. Schierup. 1996. Gas fluxes achieved by in situ convective flow in *Phragmites australis*. *Aquatic Botany*. 54 (2–3): 151-163. /10.1016/0304-3770(96)01042-X
- Brock, T. D, y M. T. Madigan. 1993. *Microbiología*. Sexta edición. Trad. M. Del C. Hidalgo M. Prentice Hall Hispanoamericana. México. 996 pp.
- Brown, L and K. L. Young. 2009. Assessment of the three mapping techniques of delineate lakes and ponds in a canadian high arctic wetland complex. *Artic*. 59 (3): 283-293. doi: 10.14430/arctic314
- Cao, M., G. Liu, and X. Zhang. 2007. An object-oriented approach to map wetland vegetation: a case study of Yellow river delta. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2007. IGARSS 2007. IEEE International*. doi: 10.1109/IGARSS.2007.4423878.
- Carpenter, S. R., E. H. Stanley and M. J. V. Zander. 2011. State of the World’s freshwater ecosystems: physical, chemical, and biological changes. *Annual Review of Environment and Resources*. 36:75–99. doi: 10.1146/annurev-environ-021810-094524

- Casper, P., Maberly, S. C., Hall, G. H and B. J. Finlay. 2000. Fluxes of methane and carbon dioxide from a small productive lake to the atmosphere. *Biogeochemistry*. 49 (4): 1-19. doi:10.1023/A:1006269900174
- Catalan, J., and Donato, R. J. 2016. Perspectives for an integrated understanding of tropical and temperate high-mountain lakes. *Journal of Limnology*. 75(s1): 215-234. doi: 10.4081/jlimnol.2016.1372
- Cerón-Bretón, J.G., Cerón-Bretón, R.M., Rangel-Marrón, M., Muriel-García, M., Cordoba-Quiroz, A.V. y Estrella-Cahuich, A. 2011. Determination of carbon sequestration rate in soil of a mangrove forest in Campeche, México. *International Journal of Energy and Environment*. 3(5):328-336.
- Chabbi, A., K. L. McKee and I. A. Mendelsohn. 2000. Fate of oxygen losses from *Typha domingensis* (Typhaceae) and *Cladium jamaicense* (Cyperaceae) and consequences for root metabolism. *American Journal of Botany*. 87(8):1081-90. doi: doi.org/10.2307/2656644
- Chacón, T. A., G. L. Ross., M. C. M. Beveridge and A. Watson. 1992. The application of SPOT multispectral imagery for the assessment of water quality in lake Patzcuaro, Mexico. *International Journal of Remote Sensing*. 13 (4): 587-603. doi: 10.1080/01431169208904139
- Chacón, T. A., L. G. Ross and M. C. M Beveridge. 1989. Lake Patzcuaro, Mexico: results of the new morphometric study and its implications for productivity assessments. *Hydrobiologia*. 184: 125-132. doi:10.1007/BF00014307
- Chudinova, S.M., Frauenfeld, O.W., Barry, R.G., Zhang, T., and V. A. Sorokovikov. 2006. Relationship between air and soil temperature trends and periodicities in the permafrost regions of Russia. *Journal Geophysical Research*. 111, F02008. doi: 10.1029/2005JF000342.
- Ciolkosz, E. J, and W. J. Waltman. 1995. Cambic Horizons in Pennsylvania Soils. Agronomy Series Number 133. Agronomy Department The Pennsylvania State University. University Park. USA. 26 pp.
- Cleaver, K. D. 2001. The analysis of process gases: a review. *Accreditation and Quality Assurance*. 6(1):8-15. doi: 10.1007/s007690000179.
- Collins, M.E., and R.J. Kuehl, 2001. Organic matter accumulation and organic soils. *In: Richardson, J.L., Vepraskas, M.J., (Eds.), Wetlands Soils: Genesis, Hydrology, Landscapes, and Classification*. CRC Press LLC, Boca Raton, FL, pp. 137-162.
- CONABIO. (Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad). 2009. Manglares de México: extensión y distribución. 2ª ed. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México. 99 pp.
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2003. CLICOM Red de datos de estaciones Climatológicas de México, México [cd-rom].
- Conant, R. T., M. G. Ryan., G. I. Ågren., H. E. Birge., E. A. Davidson., P. E. Eliasson., S. E. Evans., S. D. Frey., C. P. Giardina., F. M. Hopkins., R. Hyvönen., M. U. F. Kirschbaum., J. M. Lavalley., J. Leifeld., W. J. Parton., J. M. Steinweg., M. D. Wallenstein., J. Å. M. Wetterstedt., and M. A. Bradford. 2011. Temperature and soil organic matter decomposition rates - synthesis of current knowledge and a way forward. *Global Change Biology*. 17(11): 3392-3404. doi: 10.1111/j.1365-2486.2011.02496.x
- Conen, F., Smith, K. A. 1998. A re-examination of closed flux chamber methods for the measurement of trace gas emission from soils to the atmosphere. *European Journal of Soil Science*. 49 (4): 701-707. doi: 10.1046/j.1365-2389.1998.4940701.x.
- Conrad, R. 1996. Soil microorganisms as controllers of atmospheric trace gases (H₂, CO₂, CH₄, OCS, N₂O, and NO). *Microbiological Reviews*. 60(4): 609-640.
- Constable, J. V. H and D. J. Longstreth. 1994. Aerenchyma carbon dioxide can be assimilated in *Typha latifolia* L. leaves. *Plant Physiology*. 106 (3): 1065-1072. doi: /10.1104/pp.106.3.1065
- Conway, T. J y L. P. Steele. 1989. Carbon dioxide and methane in the Arctic atmosphere. *Journal of atmospheric chemistry*. 9: 81-99. doi:10.1007/BF00052826.
- Cowardin, L. M., V. Carter., F. C. Golet and E. T. LaRoe. 1979. Classification of Wetlands and Deepwater Habitats of the United States. U.S. Department of the Interior. Fish and Wildlife Service. Office of Biological Services. USGS. Washington, D.C. 79 p.
- Craft, B. C. 2001. Biology of wetland soils. Chapter 5. 107-135p. *In: Richardson, J.L., Vepraskas, M.J., (Eds.), Wetlands Soils: Genesis, Hydrology, Landscapes, and Classification*. CRC Press LLC, Boca Raton, FL. 417 pp.
- Cronk, J. K. and M. S. Fennessy. 2001. *Wetland Plants Biology and Ecology*. Lewis Press. Boca Raton, FL, USA.
- Dahl, T.E. and M. T. Bergeson. 2009. Technical procedures for conducting status and trends of the Nation's wetlands. U. S. Fish and Wildlife Service, Division of Habitat and Resource Conservation, Washington, D.C. 74 p.

- Danielson, R. E y P. L. Sutherland. 1986. Bulk density. *In*: A. Klute (ed). Methods of soil analysis. Part 1. Physical and mineralogical methods. 2nd Edition. Monograph N°9. Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin. USA.
- Davidson, E. A., Savage, K., Verchot, L.V., Navarro, R. 2002. Minimizing artifacts and biases in chamber-based measurements of soil respiration. *Agricultural and Forest Meteorology*. 113 (1-4): 21–37. doi:10.1016/S0168-1923(02)00100-4
- DeLaune, R. D., C. N. Reddy and W. H. Patrick Jr. 1981. Organic matter decomposition in soil as influenced by pH and redox conditions. *Soil Biology and Biochemistry*. 13: 533-534.
- De Roeck, E. R., N. E.C. Verhoest., M. H. Miya., H. Lievens., O. Batelaan., A. Thomas and L. Brendonck. 2008. *Sensors*. 8: 3542-3556. doi: 10.3390/s8053542
- Demas, G. P., M. C. Rabenhorst and J. C. Stevenson. 1996. Subaqueous soils: a pedological approach to the study of shallow-water habitats. *Estuaries*. 19 (2A): 229-237. doi:10.2307/1352228.
- Dlugokencky, E. J., S. Houweling., L. Bruhwiler., K. A. Masarie., P. M. Lang., J. B. Miller, and P. P. Tans. 2003. Atmospheric methane levels off: Temporary pause or a new steady state? *Geophysical Research Letters*. 30 (19): 5-1-5-4. doi:10.1029/2003GL018126, 2003.
- Dos Santos, F, A. L., M. Minello., C. Cardoso M. and F. De Assis E. 2004. Methane Concentration in Water Column and in Pore Water of a Coastal Lagoon (Cabiúnas Lagoon, Macaé, RJ, Brazil). *Brazilian Archives of Biology and Technology*. 47(2): 301-308.
- Driessen, P., Deckers, J., O. Spaargaren, and F. Nachtergaele. 2001. *Lecture notes on the major soils of the world*. Rome. 334 pp.
- Dubey, S. K. 2005. Microbial ecology of methane emission in rice agroecosystem: a review. *Applied Ecology and Environmental Research* 3(2): 1-27. doi: 10.15666/aeer/0302_001027
- Dutta, J and S. Gokhale. 2017. Field investigation of carbon dioxide (CO₂) fluxes and organic carbon from a conserved paddy field of North–East India. *International Soil and Water Conservation Research*. 5: 325–334. doi: 10.1016/j.iswcr.2017.05.007
- Elberling, B., L. Askaer., C. J. Jørgensen., H. P. Joensen., M. Kuhl., R. N. Glud, and F. R. Lauritsen. 2011. Linking soil O₂, CO₂, and CH₄ concentrations in a wetland soil: Implications for CO₂ and CH₄ fluxes. *Environmental Science and Technology*. 45: 3393–3399. doi: 10.1021/es103540k
- Ellis-Evans. J. C. 1984. Methane in maritime antarctic freshwater lakes. *Polar Biology*. 3:63- 71. doi: 10.1007/BF00258149
- USEPA (United State Environmental Protection Agency). 2004. *Wetlands overview*. 4 pp.
- Erwin, K. L. 2009. Wetlands and global climate change: the role of wetland restoration in a changing world. *Wetlands Ecology Management*. 17:71–84. doi: 10.1007/s11273-008-9119-1
- Esquivel-Hernández, G., M. Villalobos-Forbes., R. Sánchez-Murillo., C. Birkel., J. Valdés-González., J. Boll. 2015. Near surface carbon dioxide and methane in urban areas of Costa Rica. *Open Journal of Air Pollution*. 4: 208-223. doi: 10.4236/ojap.2015.44018
- Estrada, L. F., Barba, M. E., y R. Ramos, R. 2013. Cobertura temporal de los humedales en la cuenca del Usumacinta, Balancán, Tabasco, México. *Universidad y Ciencia*. 29(2): 141-151.
- Fanning, D.S., Fanning, M.C.B. 1989. *Soil morphology, genesis, and classification*. John Wiley & Sons. New York. 395 pp.
- FAO. 2009. *Guía para la descripción de suelos*. 4^a ed. FAO Rome/ISRIC. Wageningen. The Netherlands, 99 pp.
- Fickas, K. C., W. B. Cohen., and Z. Yang. 2016. Landsat-based monitoring of annual wetland change in the Willamette Valley of Oregon, USA from 1972 to 2012. *Wetlands Ecology Management*. 24:73–92. doi:10.1007/s11273-015-9452-0.
- Finlayson, C. M., G. T. Davies., W. R. Moomaw., G. L. Chmura., S. M. Natali., J. E. Perry., N. Roulet and A. E. Sutton-Grier. 2018. The second warning to humanity – providing a context for wetland management and policy. *Wetlands*. doi:10.1007/s13157-018-1064-z
- Fisher, C. T., H. P. Pollar., I. Israde-Alcántara., V. H. Garduño-Monroy and S. K. Banerjee. 2003. A reexamination of human induced environmental change in the lake pátzcuaro basin, Michoacán, Mexico. *Anthropology*. 100 (8):4957-4962. doi: 10.1073/pnas.0630493100
- Flessa, H., H. Jungkunst, and S. Fiedler. 2006. Greenhouse gas emissions from hydromorphic forest soils: effect of soil type and ground water table. *Geophysical Research Abstracts* 8: 07120.
- Flores, H. R., Magallanes, P. J, y J. E. Mestre R. 1992. Evaluación de las técnicas para el control de la erosión: aplicación en la cuenca del lago de Pátzcuaro, Mich. *Comisión Nacional del Agua. Gerencia regional Lerma-Balsas*. 48 pp.

- Forbrich, I., Kutzbach, L., Hormann, A., Wilmking, M. 2010. A comparison of linear and exponential regression for estimating diffusive CH₄ fluxes by closed-chambers in peatlands, *Soil Biology & Biochemistry*. 42 (3): 507-515. doi:10.1016/j.soilbio.2009.12.004.
- Frazier, P. S and K. J. Page. 2000. Water body detection and delineation with Landsat TM data. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*. 66(12): 1461-1467.
- Freeman, C., N. J. Ostle., N. Fenner, and H. Kang. 2004. A regulatory role for phenol oxidase during decomposition in peatlands. *Soil Biology and Biochemistry*. 36 (10): 1663-1667. doi:10.1016/j.soilbio.2004.07.012.
- García, A. L. C. 1990. Flora vascular acuática y semiacuática del lago de Pátzcuaro, Michoacán, México. Tesis profesional. Facultad de Biología, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Morelia, Michoacán. 103 p.
- García, De M. E. 1987. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). Cuarta Edición. México.
- Gardi, C., Angelini, M., Barceló, S., Comerma, J., Cruz Gaistardo, C., Encina Rojas, A., Jones, A., Krasilnikov, P., Mendonça Santos Brefin, M.L., Montanarella, L., Muñiz Ugarte, O., Schad, P., Vara Rodríguez, M.I., y R. Vargas. 2014. Atlas de suelos de América Latina y el Caribe. Comisión Europea - Oficina de Publicaciones de la Unión Europea, L-2995 Luxembourg, 176 pp.
- Gardner, R.C., Barchiesi, S., Beltrame, C., Finlayson, C.M., Galewski, T., Harrison, I., Paganini, M., Perennou, C., Pritchard, D.E., Rosenqvist, A., and M. Walpole. 2015. State of the world's wetlands and their services to people: a compilation of recent analyses. Ramsar Briefing Note no. 7. Gland, Switzerland: Ramsar Convention Secretariat.
- Garduño-monroy, V. H., Chávez-Hernández, J., Aguirre-González, J., Vázquez-Rosas, R., Mijares-Arellano, H., Israde-Alcántara, I., Hernández-Madrigal, V. M., Rodríguez-Pascua, M. A. y R. Pérez-López. 2009. Zonificación de periodos naturales de oscilación superficial en la ciudad de Pátzcuaro, Mich., México, con base en microtemores y estudios de paleosismología. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 6(3), 623-637.
- Garnet, K. N., J. P. Megonigal., C. Litchfield and G. E. Taylor. 2005. Physiological control of leaf methane emission from wetland plants. *Aquatic Botany*. 81 (2): 141-155. doi: 10.1016/j.aquabot.2004.10.003.
- Gee, G. W. and J. W. Bauder. 1986. Particle-size analysis. In: A. Klute (ed). *Methods of soil analysis*. Part 1. Physical and mineralogical methods. 2nd Edition. Monograph N° 9. Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin. USA.
- Glatzel, S and R. Well. 2008. Evaluation of septum-capped vials for storage of gas samples during air transport. *Environment Monitoring Assessment*. 136:307-311. doi: 10.1007/s10661-007-9686-2.
- Goldemfum, J. A. 2009. The UNESCO/IHA measurement specification guidance for evaluating the GHG status of man-made freshwater reservoirs. The UNESCO/IHA Geenhouse Gas (GHG) Research project. <http://unesdoc.unesco.org/images/0018/001831/183167e.pdf>
- Gómez-Tagle, CH. A., F.W. Bernal-Brooks and J. Alcocer. 2002. Sensivity of Mexican water bodies to regional climatic change: three study alternatives applied to remote sensed data of lake Patzcuaro. *Hydrobiologia*. 467: 169-176.
- Gómez-Tagle, R. 1994. Tres niveles de erosión en la cuenca de Pátzcuaro, Michoacán: como base para acciones y obras de conservación. Folleto técnico N° 26. Instituto Nacional de Investigaciones Forestales y Agropecuarias. Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos.
- González-Pérez, J. A., F. J. González-Vila, G. Almendros, and H. Knicker. 2004. The effect of fire on soil organic matter - a review. *Environment International*. 30: 855-870. doi: 10.1016/j.envint.2004.02.003
- Google earth. 2017. Google inc. <https://www.google.com.co/maps>. Recuperado 02 de febrero de 2017.
- Grimley, D. A, and M. J. Vepraskas. 2000. Magnetic susceptibility for use in delineating hydric soils. *Soil Science Society of America Journal*. 64: 2174-2180. doi: 10.2136/sssaj2000.6462174x
- Gutiérrez, C. Ma. C., G. Stoops, G., y C. A. Ortiz, S. 1998. Carbonatos de calcio en los suelos del ex lago de Texcoco. *Terra*. 16(1), 11-19.
- Gutiérrez, C. Ma. C., y J. Zavala, C. 2001. Rasgos hidromórficos de suelos tropicales contaminados con hidrocarburos. *Terra Latinoamericana*. 20, 101-111.
- 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. doi:10.1023/A:1006244819642.
- Hanson, R. S and T. E. Hanson. 1996. Methanotrophic bacteria. *Microbiological Reviews*. 60(2): 439-471.
- Harden, H. S, and J. P. Chanton. 1994. Locus of methane release and mass-dependent fractionation from two wetland macrophytes. *Limnology and Oceanography*. 39(1): 148-154.

- Heimann, M., C. D. Kelling, and C. J. Toker. 1989. A three dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 3 seasonal cycle and synoptic time scale variations. *In: Aspects of climate variability in the Pacific and the western Americas*, edited by D. H. Peterson, American Geophysical Union, Washington, D.C. Geophysical Monograph. 55: 277-303.
- Hendriks, D. M. D., J. van Huissteden, A. J. Dolman, and M. K. van der Molen. 2007. The full greenhouse gas balance of an abandoned peat meadow. *Biogeosciences*. 4: 411–424. doi: 10.5194/bg-4-411-2007
- Hernández, M. E. 2009. Suelos de humedales como sumideros de carbono y fuentes de metano. *Terra Latinoamericana*. 28: 139-147.
- Hillel D. 1980. *Fundamental of soil physics*. Academic Press. 413 pp.
- Hirota, M., Y. Tang., Q. Hu., S. Hirata., T. Kato., W. Mo., G. Cao., and S. Mariko. 2004. Methane emissions from different vegetation zones in a Qinghai-Tibetan Plateau wetland. *Soil Biology & Biochemistry*. 36: 737-748.
- Høj, L., M. Rusten., L. E. Haugen., R. A. Olsen and V. L. Torsvik. 2006. Effects of water regime on Archaeal community composition in Arctic soils. *Environmental Microbiology*. doi:10.1111/j.1462-2920.2005.00982.x
- Hurlbert, S. H. 1984. Pseudoreplication and the design of ecological field experiments. *Ecological Monographs*. 54 (2): 187-211.
- Hurt, G. W, and V. W. Carlisle. 2001. Delineating hydric soils. Chapter 8. 183-206p. *In: Richardson, J.L., Vepraskas, M.J., (Eds.), Wetland Soils: Genesis, Hydrology, Landscapes, and Classification*. CRC Press LLC, Boca Raton, FL. 417 pp.
- Iiyama, I y S. Hasegawa. 2005. Gas diffusion coefficient of undisturbed peat soils. *Soil Science and Plant Nutrition*. 61(3): 43 1-435.
- ILWIS 3.2 open. 2007. ILWIS User's Guide, see ILWIS 3.0 User's Guide.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2014. Humedales potenciales. Datos vectoriales escala 1:1,000. Recuperado 15 octubre 2016. <http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/humedales/>.
- INEGI. 1983. Cartas edafológicas escala 1:50 000. E14A31, E14A22 y A14A32.
- Inubushi, K., H. Sugil., S. Nishino and E. Nishino. 2001. Effect of aquatic weeds on methane emission from submerged paddy soil. *American Journal of Botany*. 88(6): 975–979. doi: 10.2307/2657078
- IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change. 2006. *Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories*. Vol. 4 . Agriculture, forestry and other uses.
- Israde-Alcántara, I. 1999. Los Lagos volcánicos y tectónicos de Michoacán. *In: Corona-Chavéz P. e Israde-Alcántara I. (eds). Carta geológica de Michoacán escala 1: 250 000*. UMSNH-IIM Departamento de Geología. 46-74 pp. Morelia, Mich. México.
- Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V. H., Fisher, C. T., Pollar, H. P. and M. A. Rodríguez-Pascua. 2005. Lake level change, climate, and the impact of natural events: the role of seismic and volcanic events in the formation of the Lake Patzcuaro Basin, Michoacan, Mexico. *Quaternary International*. 135, 35-46.
- IUSS Working Group WRB. 2007. *World Reference Base for Soil Resources 2006, first update 2007*. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome, 128 pp.
- Jacinthe, P. A, and P. M. Groffman. 2001. Silicone rubber sampler to measure dissolved gases in saturated soils and waters. *Soil Biology and Biochemistry*. 33 (7): 907–912. doi: 10.1016/S0038-0717(00)00236-4
- Jhonson, K. A, and D. E. Jhonson. 1995. Methane emission for cattle. *J. Anim. Sci*. 73 (8): 2483-2492.
- Jiang, C., Yu, G., Cao, G., Li, Y., Zhang, S and H. Fang. 2010. CO₂ Flux Estimation by Different Regression Methods from an Alpine Meadow on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Advances in atmospheric sciences*. 27 (6):1372-1379. doi: 10.1007/s00376-010-9218-9
- Jones, M. B. 1988. Photosynthetic responses of C₃ and C₄ wetland species in a tropical swamp. *Journal of Ecology*. 76. 253-262.
- Jones, R. N., T. A. McMahon and J. M. Bowler. 2001. Modelling historical lake levels and recent climate change at three closed lakes, Western Victoria, Australia (c.1840-1990). *Journal of Hydrology*. 246(1-4):159-180. doi: 10.1016/S0022-1694(01)00369-9.
- Jury, W. A., Gardner, W. R, and Gardner, W. H. 1991. *Soil Physics*. Fifth edition. John Wiley and Sons, Inc. 328 pp.
- Kairu, E. N. 1991. A review of methods for estimating evapotranspiration: particularity those that utilize Remote Sensing. *GeoJournal*. 25 (4): 371-376.
- Kammann, C. L., Grünhage, L, and J. Jäger. 2001. A new sampling technique to monitor concentrations of CH₄, N₂O and CO₂ in air at well-defined depths in soils with varied water potential. *European Journal of Soil Science*. 52: 297-303. doi: 10.1046/j.1365-2389.2001.00380.x
- Kätterer, T., M. Reichstein., O. Andrén and A. Lomander. 1998. Temperature dependence of organic matter decomposition: a critical review using literature data analyzed with different models. *Biology and Fertility Soils*. 27 (3): 258–262. doi:10.1007/s003740050430

- Kayranli, B., M. Scholz., A. Mustafa and Å. Hedmark. 2010. Carbon storage and fluxes within freshwater wetlands: a critical review. *Wetlands*. 30:111–124. doi: 10.1007/s13157-009-0003-4
- Kelling, C. D. 1960. The concentration and isotopic abundances on carbon dioxide in the atmosphere. *Tellus*. 12 (2): 200-2003.
- Kelling, C. D., R. B. Bacastow., A. F. Carter., S. C. Piper., T. P. Whorf., M. Heimann., W. G. Mook, and H. Roeloffzen. 1989b. A three dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 1 Analysis of observational data. *In Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western Americas*, edited by D. H. Peterson, American Geophysical Union, Washington, D.C. Geophysical Monograph. 55: 165-236.
- Kelling, C. D., S. C. Piper, and M. Heimann. 1989a. A Three Dimensional Model of Atmospheric CO₂ Transport Based on Observed Winds: 4. Mean Annual Gradients and Interannual Variations, *In Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western Americas*, edited by D. H. Peterson, American Geophysical Union, Washington, D.C. Geophysical Monograph. 55: 305-363.
- King, G. M. 1994. Associations of methanotrophs with the roots and rhizomes of aquatic vegetation. *Applied and Environmental Microbiology*. 60(9): 3220-3227.
- Kingsford, R. T, and R. F. Thomas. 2004. Destruction of wetlands and waterbird populations by dams and irrigation on the Murrumbidgee River in arid Australia. *Environmental Management*. 34 (3). 383–396. doi: 10.1007/s00267-004-0250-3.
- Kirschbaum, M. U. F. 2006. The temperature dependence of organic-matter decomposition—still a topic of debate. *Soil Biology & Biochemistry*. 38: 2510–2518. doi:10.1016/j.soilbio.2006.01.030.
- Kluber, L.A., Miller, J.O., Ducey, T.F., Hunt, P.G., Lang, M, and Ro, K.S. 2014. Multistate assessment of wetland restoration on CO₂ and N₂O emissions and soil bacterial communities. *Applied Soil Ecology*. 76: 87-94. doi 10.1016/j.apsoil.2013.12.014
- Kölling, M. 1996. Comparison of different methods for redox potential determination in natural waters. Chapter 4. p. 42-54.
- Koorevaar, P., G. Menelik, and C. Dirksen. 1983. *Elements of soil physics*. Elsevier. The Netherlands. 228 pp.
- Kravchenko, A.N and G.P. Robertson. 2015. Statistical challenges in analyses of chamber-based soil CO₂ and N₂O emissions data. *Soil Science Society of America Journal*. 79:200–211. doi:10.2136/sssaj2014.08.0325.
- Kutílek, M, and L. Jendele. 2008. The structural porosity in soil hydraulic functions – a review. *Soil & Water Research*. 3(1): S7–S20. doi: 10.17221/1190-SWR
- Kutzbach, L., Schneide, J., Sachs, T., Giebels, M., Nykänen, H., Shurpali, N. J., Martikainen, P. J., Alm, and J., Wilmking, M. 2007. CO₂ flux determination by closed-chamber methods can be seriously biased by inappropriate application of linear regression. *Biogeosciences*. 4 (6): 1005–1025. doi:10.5194/bg-4-1005-2007.
- Laanbroek, H. J. 2010. Methane emission from natural wetlands: interplay between emergent macrophytes and soil microbial processes. A mini-review. *Ann Bot*. 105(1): 141–153. doi: 10.1093/aob/mcp201
- Lai, D. Y. F., Roulet, N. T., Humphreys, E. R., Moore, T. R, and Dalva, M. 2012. The effect of atmospheric turbulence and chamber deployment period on autochamber CO₂ and CH₄ flux measurements in an ombrotrophic peatland. *Biogeosciences Discuss*. 9 (8): 1439–1482. doi:10.5194/bg-9-3305-2012
- Landgrave, R y P. Moreno-Casasola. 2012. Evaluación cuantitativa de la pérdida de humedales en México. *Investigación ambiental*. 4 (1): 19-35.
- LeMer, J. and P. Roger. 2001. Production, oxidation, emission and consumption of methane by soils: A review. *European Journal of Soil Biology*. 37: 25–50.
- Li, C., J. Cui., G. Sun, and Trettin. C. 2004. Modeling impacts of management on carbon sequestration and trace gas emissions in forested wetland ecosystems. *Environmental Management*. 33(1): S176–S186. doi: 10.1007/s00267-003-9128-z
- Livingston, G. P., Hutchinson, G. L, and Spartalian, K. 2006. Trace gas emission in chambers: a non-steady-state diffusion model. *Soil Science Society of America Journal*. 70 (5):1459–1469. doi:10.2136/sssaj2005.0322
- Lloyd, C. R. 2006. Annual carbon balance of a managed wetland meadow in the Somerset Levels, UK. *Agricultural and Forest Meteorology*. 138: 168–179. doi:10.1016/j.agrformet.2006.04.005.
- Lofgren, B. M., T. S. Hunter, and J. Wilbarger. 2011. Effects of using air temperature as a proxy for potential evapotranspiration in climate change scenarios of Great Lakes basin hydrology. *Journal of Great Lakes Research*. 37(4): 744-752. 10.1016/j.jglr.2011.09.006
- Lonergan, D. J, and D. R. Lovley. 1991. Microbial oxidation of natural and anthropogenic aromatic compounds coupled to Fe(III) reduction. Chapter 18. 327-338 pp. *In*: R. A. Backer. (Ed). *Organic substances and sediments in water*. Vol. 1. Humics and soils. Lewis publishers. Inc. USA.

- Longford, N.T. 2001. Multilevel analysis with messy data. *Statistical Methods in Medical Research*. 10 (6): 429–444. doi: 10.1177/096228020101000605
- Lot, A y A. Novelo. 1988. Vegetación y flora acuática del Lago de Pátzcuaro, Michoacán, México. *The southwestern Naturalist*. 33(2): 167-175.
- Madsen, R., Xu, L., Mcdermitt, D. 2010. Consideration for making chamber-based soil CO₂ flux measurement. In: 19th World Congress of Soil Science. *Soil Solutions for a Changing World*. 1-6 August 2010. Brisbane. Australia. Published on DVD.
- Manabe, S, and R. T. Wheterald. 1986. Reduction in summer soil wetness induced by an increase in atmospheric carbon dioxide. *Science*. 232: 626-628.
- Marín-Muñiz, J. L., M. E. Hernández, and P. Moreno-Casasola. 2014. Comparing soil carbon sequestration in coastal freshwater wetlands with various geomorphic features and plant communities in Veracruz, Mexico. *Plant soil*. 378: 189. doi:10.1007/s11104-013-2011-7
- Marín-Muñiz, J. L., M. E. Hernández, and P. Moreno-Casasola. 2015. Greenhouse gas emissions from coastal freshwater wetlands in Veracruz Mexico: Effect of plant community and seasonal dynamics. *Atmospheric Environment*. 107: 107-117. doi: 10.1016/j.atmosenv.2015.02.036
- Martínez, R., M. A. Boueri y P. Escalona. 2005. Correlación entre la evaporación en tina y la evapotranspiración de referencia en cinco estaciones climatológicas de Venezuela. *Bioagro*. 17 (2): 79-83.
- Matthews, E, and I. Fung. 1987. Methane emissions from natural wetlands: Global distribution, area and environmental characteristics of sources. *Global Biogeochemistry Cycles*. 1: 61–86. doi: 10.1029/GB001i001p00061.
- Miller, E. V. 1967. *Fisiología vegetal*. LaTorre, F. Trad. Unión tipográfica editorial Hispanoamericana. 344 pp.
- Minitab. 2004. *ver 14. For engineers and scientists (Minitab Duxbury Press, 2004)*.
- MINITAB® Release 15. © Minitab, Inc.
- Mitra, S., R. Wassmann, And P. L. G. Vlek. 2005. An appraisal of global wetland area and its organic carbon stock. *Current Science*. 88(1):25-35.
- Mitsch, W. J, and G. Gooselink. 2000. *Wetland Biogeochemistry*, In: Mitsch, W. J, and G. Gooselink (eds). *Wetlands*. Chapter 6. 3th edition. John Wiley and Sons. 920 pp.
- Moore, T. R, and R. Knowles. 1989. The influence of water table levels on methane and carbon dioxide emissions from peatland soils. *Canadian Journal of Soil Science*. 69(1): 33-38. doi: 10.4141/cjss89-004.
- Moreno, C. E., Guerrero, P. A., Gutierrez, C. Ma del C., Ortiz, S. C. A., y D. J. Palma, L. 2002. Los manglares de Tabasco, una reserva natural de carbono. *Madera y Bosques*. Número especial. 115-128.
- Moreno, M. G. de J., Cerón, B. J. G., Cerón, B. R. M., Guerra, S. J. J., Amador, del A. L. E y H. E. Endaño, 2010. Estimación del potencial de captura de carbono en suelos de manglar de isla del Carmen. *Uncar Tecnociencia*. 4:23–39.
- NRCS-USDA. United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service. 2006. *Field Indicators of Hydric Soils in the United States, Version 6.0*. G.W. Hurt and L.M. Vasilas (eds.). USDA, NRCS, in cooperation with the National Technical Committee for Hydric Soils.
- Moomaw, W. R., G. L. Chmura., G. T. Davies., C. M. Finlayson., B. A. Middleton., S. M. Natali., J. E. Perry., N. Roulet and A. E. Sutton-Grier. 2018. Wetlands in a changing climate: science, policy and management. *Wetlands*. 38:183-205. doi:10.1007/s13157-018-1023-8
- Munsell soil color charts. 2000. Revised washable edition. New Windsor, NY: Gretag Macbeth.
- Muñoz, C., Saggar, S., Berben, P., Giltrap, D., and Jha, N. 2011. Influence of waiting time after insertion of base chamber into soil on produced greenhouse gas fluxes. *Chilean Journal of Agricultural Research*. 71(4): 610-614. doi: 10.4067/S0718-58392011000400017
- Nahlik, A. M and M.S. Fennessy. 2016. Carbon storage in US wetlands. *Nature communications*. 1-9. doi: 10.1038/ncomms13835
- Nakano, T., Sawamoto, T., Morishita, T., Inoue, G, and Hatano, R. 2003. A comparison of regression methods for estimating soil-atmosphere diffusion gas fluxes by a closed-chamber technique. *Soil Biology & Biochemistry*. 36 (1): 107-113. doi:10.1016/j.soilbio.2003.07.005.
- Nay, S. M., K. G. Mattson, and B. T. Bormann. 1994. Biases of chamber methods for measuring soil CO₂ efflux demonstrated with a laboratory apparatus. *Ecology*. 85(8): 2460-2463.
- Nelson, D. W and L. E. Sommers. 1996. Total carbon, organic carbon and organic matter. In: D. L. Sparks (ed). *Methods of soil analysis. Part 3. Chemical methods*. Monograph N°5. Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin. USA. 573-579 pp.
- Neue, H. U., J. L. Gaunt., Z. P. Wang., P. Becker-Heidmann, and C. Quijano. 1997. Carbon in tropical wetland. *Geoderma* 79: 173-185. doi: 10.1016/S0016-7061(97)00041-4

- Nicot, J. P., and P. C. Bennett. 1998. Shallow subsurface characterization of gas transport in a playa wetland. *Journal of Environmental Engineering*. 124 (11): 1038-1046. doi:10.1061/(ASCE)0733-9372(1998)124:11(1038)
- Oertel, C., J. Matschullat., K. Zurba., F. Zimmermann, and S. Erasmi. 2016. Greenhouse gas emissions from soils-A review. *Chemie der Erde*. 76 (3) 327–352. doi: 10.1016/j.chemer.2016.04.002
- Onwuka, B and B. Mang. 2018. Effects of soil temperature on some soil properties and plant growth. *Advances in Plants and Agriculture Research*. 8(1):34–37. doi: 10.15406/apar.2018.08.00288
- Ortiz, S. C. A., Gutiérrez, C. Ma, C., López, A. G., Rodríguez, T. S. A., y M. A. Segura, C. 2000. Guía de la gira técnica en el Municipio de Texcoco, México. Congreso Universitario Internacional de Edafología. “Nicolás Aguilera”. Octubre 2000.
- Pakuiski, J. D., and R. Benner. 1992. An improved method for the hydrolysis and MBTH analysis of dissolved and particulate carbohydrates in seawater. *Marine Chemistry*. 40: 143-160. doi: 10.1016/0304-4203(92)90020-B
- Palomino, C. D y Cabrera, C. C. 2007. Estimación del servicio ambiental de captura del CO₂ en la flora de los humedales de Puerto Viejo. *Revista del Instituto de Investigaciones FIGMMG*. 10(20): 49-59.
- Parashar, D.C., Mitra, A.P., Gupta, P.K., Rai, J., Sharma, R.C., Singh, N., Koul, S., Ray, H.S., Das, S.N., Parida, K.M., Rao, S.B., Kanungo, S.P., Ramasami, T., Nair, B.U., Swamy, M., Singh, G., Gupta, S.K., Singh, A.R., Saikia, B.K., Barua, A.K.S., Pathak, M.G., Iyer, C.S.P., Gopalakrishnan, M., Sane, P.V., Singh, S.N., Banerjee, R., Sethunathan, N., Adhya, T.K., Rao, V.R., Palit, P., Saha, A.K., Purkait, N.N., Chaturvedi, G.S., Sen, S.P., Sen, M., Sarkar, B., Banik, A., Subbaraya, B.H., Lal, S., Venkatramani, S., Lal, G., Chaudhary, A., Sinha, S.K., 1996. Methane budget from paddy fields in India. *Chemosphere*. 33 (4): 737–757. doi: 10.1016/0045-6535(96)00223-8
- Parkin, T. B., Venterea, R. T., Hargreaves, S. K. 2012. Calculating the detection limits of chamber-based soil greenhouse gas flux measurements. *Journal of Environmental Quality*. 41: 705–715. doi:10.2134/jeq2011.0394.
- Parkin, T.B., Venterea, R.T. 2010. Sampling Protocols. Chapter 3. p. 3-1 to 3-39. R.F. Follett (ed.). Chamber-Based Trace Gas Flux Measurements. IN Sampling Protocols.
- Parkinson, D., and E. A. Paul. 1982. Microbial biomass. In: A. L. Page., R. H. Miller, and D. R. Keeney (eds.). *Methods of soil analysis. Part 2. Chemical and microbiological Properties*. 2nd Edition. Monograph N° 9. Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin. USA.
- Parmentier, F.J.W., M.K. van der Molen, R.A.M. de Jeu, D.M.D. Hendriks, and A.J. Dolman. 2008. CO₂ fluxes and evaporation on a peatland in the Netherlands appear not affected by water table fluctuations. *Agricultural and Forest Meteorology*. 149: 1201-1208. doi: 10.1016/j.agrformet.2008.11.007
- Patrick Jr, W. H., R. P. Grambell and S. P. Faulkner. 1996. Redox measurement of soil. In: D. L. Sparks (ed). *Methods of soil analysis. Part 3. Chemical methods*. Monograph N°5. Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin. USA.
- Paz, P. F., Argumedo E. J., Cruz G. C. O., Etchevers B. J. D., y de Jong, B. 2016. Distribución espacial y temporal del carbono orgánico del suelo en los ecosistemas terrestres de México. *Terra Latinoamericana*. 34(3): 289-310.
- Phillips, J. D. 2004. Geogenesis, pedogenesis, and multiple causality in the formation of texture-contrast soils. *Catena*. 58, 275-295. doi: 10.1016/j.catena.2004.04.002
- Piskunov, N. 1974. *Diferential and integral calculus*. MIR Publishers. Moskow. 895 pp.
- Ponnamperuma, F. N. 1972. The chemistry of submerged soils. *Advances in Agronomy*. Vol 24. 96 pp. doi:10.1016/S0065-2113(08)60633-1
- Post, W. M., Emanuel, W. R., Zinke, P. J. and Stangenberger, A. G. 1982. Soil carbon pools and world life zones. *Nature*. 298:156-159. doi:10.1038/298156a0
- Post, W. M., P. Tsung-Hung., W. R. Emanuel., A. W. King., V. H. Dale, and D. L. DeAngelis. 1990. De Global carbon cycle. *American Scientist*. 78:310-326. doi: 10.1007/978-3-642-84608-3_10
- Pumpanen, J., Kolari, P., Ilvesniemi, H., Minkinen, K., Vesala, T., Niinistö, S., Lohila, A., Larmola, T., Morero, M., Pihlatie, M., Janssens, I., Yuste, J. C., Grünzweig, J. M., Reth, S., Subke, J.A., Savage, K., Kutsch, W., Østreg, G., Ziegler, W., Anthoni, P., Lindroth, A., Hari, P. 2004. Comparison of different chamber techniques for measuring soil CO₂ efflux. *Agricultural and Forest Meteorology*. 123:159–176. doi:10.1016/j.agrformet.2003.12.001.
- Raich, J. W and C. S. Potter. 1995. Global patterns of carbon dioxide emissions from soils. *Global Biogeochemical cycles*. 9(1): 23-36. doi: 10.1029/94GB02723
- Raich, J. W., Bouden, R. D., and Steudler, P. A. 1990. Comparison two static chamber techniques for determining carbon dioxide efflux from forest soil. *Soil Science Society of America Journal*. 54(6): 1754-1757. doi:10.2136/sssaj1990.03615995005400060041x.

- Ramos, A. R. 2008. Relación entre el tiempo de cambio de uso y el nivel de degradación de suelos en la cuenca de Cointzio Michoacán. Tesis de Maestría en Conservación y Manejo de Recursos Naturales. Universidad Michoacana de san Nicolás de Hidalgo (UMSNH). 108 pp.
- Ramos, B. R., L. J. Cajuste., D. Flores, R, y N. E. García, C. 2001. Metales pesados, sales y sodio en suelos de chinampa en México. *Agrociencia*. 35(4), 385-395.
- Ramos, B. R., N. E. García, C., H. M. Ortega, E, and P. Krasilnikov. 2011. Artificial *Chinampas* Soils of Mexico City: their Properties and Salinization Hazards. *Spanish Journal of Soil Science*. 1(1). doi: 10.3232/SJSS.2011.V1.N1.05.
- Ramsar. 1996. The Ramsar convention definition of “wetlands” and clasification system for wetland type. Secretariat.
- Ramsar. 2015. State of the World’s wetlands and their services to people: a compilation of recent analyses. Ramsar Briefing Note 7. pp 20.
- Rella, C. W., J. Hoffnagle., Y. He and S. Tajima. 2015. Local- and regional-scale measurements of CH₄,¹³CH₄, and C₂H₆ in the Uintah Basin using a mobile stable isotope analyzer. *Atmospheric Measurement Techniques*. 8: 4539–4559. doi:10.5194/amt-8-4539-2015
- Reyes-Ortigoza, A. L y N. E. García-Calderón. 2004. Evolución de las fracciones húmicas de suelos en la zona chinampera de la ciudad de México. *Terra Latinoamericana*. 22(3), 289-298.
- Rhoades, J.D. 1982. Cation exchange capacity. *In*: A.L. Page, R.H. Miller, and D.R. Keeney (eds.) *Methods of soil analysis. Part 2. Agron. Monogr. 9*, Am. Soc. Agron., Madison, WI. p. 149-157.
- Rich, J.J. and G. M. King. 1998. Carbon monoxide oxidation by bacteria associated with the roots of freshwater macrophytes. *Applied and Environmental Microbiology*. 64 (12):4939–4943.
- Richardson, J. L, and M. M. Brinson. 2001. Wetland soils and the hydrogeomorphic classification of wetlands. Chapter 9. 209-227. *In*: Richardson, J.L.,Vepraskas, M.J., (Eds.), *Wetlands Soils: Genesis, Hydrology, Landscapes, and Classification*. CRC Press LLC, Boca Raton, FL. 417 pp.
- Rivera, C. M Del C., R. Ferrera, C., V. Volker, H., L. Fernández, L, y R. Rodríguez, V. 2002. Poblaciones microbianas en perfiles de suelos afectados por hidrocarburos del petróleo en el estado de Tabasco. *Agrociencia*. 36(2), 149-160.
- Robertson, R. G, and P. R. Grace. 2004. Greenhouse gas fluxes in tropical and temperate agriculture: the need for a full-cost accounting of global warming potentials. *Environment, Development and Sustainability* 6: 51–63.
- Rosenberry, D. O., T. C. Winter., D. C. Buso and G. E. Likens. 2007. Comparison of 15 evaporation methods applied to the small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of Hydrology*. 340: 149-166. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.03.018
- Rundquist, D. C., S. Narulamani and R. M. Narayanan. 2001. A review wetlands remote sensing and defining new considerations. *Remote sensings reviews*. 20: 207-226. doi: 10.1080/02757250109532435
- Salisbury, F. B, y C. W. Ross. 1994. *Fisiología Vegetal*. Cuarta edición. Trad. V. González V. Grupo editorial Interamericana. México. D.F. 759 pp.
- Sánchez-Carrillo, S., D. G. Angeler., R. Sánchez-Andrés., M. Alvarez-Cobelas, and J. Garatuza-Payán. 2004. Evapotranspiration in semi-arid wetlands: relationships between inundation and the macrophyte - cover: open-water ratio. *Advances in Water Resources*. 27 (6): 643-655. doi:10.1016/j.advwatres.2004.02.018
- Saunders, M. J., M. B. Jones and F. Kansime. 2007. Carbon and water cycles in tropical papyrus wetlands. *Wetlands Ecology and Management*. 15:489–498. doi: 10.1007/s11273-007-9051-9
- Saunders, M. J., F. Kansime and M. B. Jones. 2013. Reviewing the carbon cycle dynamics and carbon sequestration potential of *Cyperus papyrus* L. wetlands in tropical Africa. *Wetlands Ecology and Management*. 22 (2): 143-155. doi: 10.1007/s11273-013-9314-6
- Saxton, K. E, and W. J. Rawls. 2006. Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. *Soil Science Society of America Journal*. 70, 1569–1578. doi:10.2136/sssaj2005.0117.
- Schindler, D. W. 2009. Lakes as sentinels and integrators for the effects of climate change on watersheds, airsheds, and landscapes. *Limnology Oceanography*. 54 (6, part 2): 2349-2358. doi: 10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2349.
- Schoeneberger, P. J., Wysocki, D. A., Benham, E. C., Broderson, W.D. 2002. *Field book for describing and sampling soils*, Version 2.0. Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE. http://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_DOCUMENTS/nrcs142p2_052523.pdf.
- Sedov, S., E. Solleiro-Rebolledo., S. L. Fedick., J. Gama-Castro., S. Palacios-Mayorga, and E. Vallejo-Gómez. 2007. Soil genesis in relation to landscape evolution and ancient sustainable land use in the northeastern Yucatán Peninsula, Mexico. *Atti della Società toscana di scienze naturali. Serie A*. 112, 115-126.

- Shati, F., S. Prakash., H. Norouzi, and R. Blake. 2018. Assessment of differences between near-surface air and soil temperatures for reliable detection of high-latitude freeze and thaw states. *Cold Regions Science and Technology*. 145: 86–92. doi: 10.1016/j.coldregions.2017.10.007
- Six, J., R. T. Conant., E. A. Paul and K. Paustian. 2002. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil*. 241: 155–176. doi: 10.1023/A:1016125726789
- Soil Survey Staff. 1996. Keys to Soil Taxonomy. 7th edn. U.S.D.A Soil Conservation Service, Blacksburg.
- Segers, R. 1998. Methane production and methane consumption: a review of processes underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry*. 41: 23-51.
- Segura, C. M. A., Ma Del C. Gutiérrez, C., C. A. Ortiz, S, y David, J. Gómez, D. 2000. Suelos arcillosos de la zona oriente del estado de México. *Terra Latinoamericana*. 18(1), 35-44.
- Senevirathna, D. G. M., Achari, G., Hettiaratchi. 2007. A mathematical model to estimate errors associated with closed flux chambers. *Environmental Modeling & Assessment*. 12(1): 1-12. doi:10.1007/s10666-006-9042-x.
- Sharma, P., T. Asaeda, and T. Fujino. 2008. Effect of water depth on the rhizome dynamics of *Typha angustifolia*. *Wetlands Ecology and Management*. 16:43–49. doi: 10.1007/s11273-007-9055-5
- Schmidt, M. W. I., M. S. Torn., S. Abiven., T. Dittmar., G. Guggenberger., I. A. Janssens., M. Kleber., I. Kögel-Knabner., J. Lehmann., D. A. C. Manning., P. Nannipieri., D. P. Rasse, S. Weiner & S. E. Trumbore. 2011. Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. *Nature*. 478: 49-56. doi:10.1038/nature10386.
- Smith, F. A., S. Elliott., D. R. Blake, and F. S. Rowland. 2002. Spatiotemporal variation of methane and other trace hydrocarbon concentrations in the Valley of Mexico. *Environmental Science & Policy* 5 (6): 449–461. doi:10.1016/S1462-9011(02)00089-8.
- Solleiro-Rebolledo, E., H.V. Cabadas-Báez., P.T. Pl., A. González., S.L. Fedick., J.A.Chmilar and D. Leonard. 2011. Genesis of hydromorphic Calcisols in wetlands of the northeast Yucatan. *Geomorphology*. 135: 322-331. doi:10.1016/j.geomorph.2011.02.009.
- Sorrell, B. K, and P. I. Boon. 1992. Biogeochemistry of billabong sediments. II. Seasonal variations in methane production. *Freshwater Biology*. 27: 435-445. doi: 10.1111/j.1365-2427.1992.tb00552.x
- Sorrell, B. K., I. A. Mendelssohn., K. L. Mckee, and R. A. Woods. 2000. Ecophysiology of wetland plant roots: a modelling comparison of aeration in relation to species distribution. *Annals of Botany*. 86: 675-685.
- Sudhalakshmi, C., V. Velu, and T.M. Thiyagarajan. 2007. Redox potential in the rhizosphere soil of rice hybrid as mediated by crop management options. *Research Journal of Agriculture and Biological Sciences*, 3(4): 299-301.
- Swift, R. S. 1996. Organic matter characterization. *In*: D. L. Sparks (ed). *Methods of soil analysis*. Part 3. Chemical methods. Monograph N°5. Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin. USA.
- Takle. E. S., Brandle, J. R., Schmidt, R. A., Garcia, R., Litvina, I. V., Massman, W. J., Zhou, X., Doyle, G., and Rice, C. W. 2003. High-frequency pressure variations in the vicinity of a surface CO₂ flux chamber. *Agricultural and Forest Meteorology*. 114 (3-4): 245–250. doi:10.1016/S0168-1923(02)00174-0.
- Tang, J., Baldocchi, D. D., Qi, Y, and Xu, L. 2003. Assessing soil CO₂ efflux using continuous measurements of CO₂ profiles in soils with small solid-state sensors. *Agricultural and Forest Meteorology*. 118 (3-4): 207–220. doi:10.1016/S0168-1923(03)00112-6.
- Tapia, V. L. M., M. Tiscareño L., G. Chavez-Leon, I., V. Fernandez, and L. Reyes M. 2005. Modeling Runoff and Erosion in the Lake of Patzcuaro Watershed, Michoacan, Mexico. 160-188 pp. *In*: Richardson C. W (ed). *Modeling and Remote Sensing Applied to Agriculture (U.S. and Mexico)*. USDA Agriculture Research Service. USA.
- Teferi, E., S. Uhlenbrook., W. Bewket., W. Wenninger and B. Simane. 2010. The use of the remote sensing to quantify wetland loss in the Choke Mountain range, Upper blue Nile basin, Ethiopia. *Hydrology Earth System Science*. 7: 6243-6284. doi: 10.5194/hess-14-2415-2010
- Tiscareño, L. M., A. D. Baez G., M. Velazquez V., K. N. Potter., J. J. Stone., M. Tapia V, and R. A. Claveran. 1999. Agricultural research for watershed restoration in central Mexico. *Journal of Soil and Water Conservation*. 54: 686-692.
- Topp, E, and E. Pattey. 1997. Soils as sources and sinks for atmospheric methane. *Canadian Journal of Soil Science*. 77(2): 167-177. doi: 10.4141/S96-107.
- Torres-Alvarado, R., F. Ramírez-Vives., F. J. Fernández, and I. Barriga- Sosa. 2005. Methanogenesis and methane oxidation in wetlands. Implication in the global carbon cycle. *Hidrobiológica*. 15(3): 327-349.
- Valdés, V. E., Valdez, H. J. I., Ordaz, C. V. M., Gallardo, L. J. F., Pérez, N. J, y Ayala, S. C. 2011. Evaluación del carbono orgánico en suelos de los manglares de Nayarit. *Revista mexicana de ciencias forestales*. 2(8), 47-58.

- Van der Laan, S., Neubert, R. E.M, and H.A.J, Meijer. 2009. A single gas chromatograph for accurate atmospheric mixing ratio measurements of CO₂, CH₄, N₂O, SF₆ and C. *Atmospheric Measurement Techniques*. 2: 549–559. doi:10.5194/amt-2-549-2009.
- Van Diepen, C. A. 1984. Wetland soils of the world, their characterization and distribution in the FAO-UNESCO approach. VII International soil classification workshop on characterization, classification and utilization of wetland soil. Los Banos, Philippines, March 26 to April 16. 23 pp.
- Vanatta, L. E, and Cowles, D. C. 2011. Statistically sound calibration curves for chromatographic methods involving negative response data. *Journal of Chromatographic Science*. 49(8): 610-611. doi: 10.1093/chrs/49.8.610.
- Venterea, R. T. 2010. Simplified method for quantifying theoretical underestimation of chamber-based trace gas fluxes. *Journal of Environmental Quality*. 39:126–135. doi:10.2134/jeq2009.0231.
- Venterea, R. T, and Baker, J. M. 2008. Effects of soil physical nonuniformity on chamber-based gas flux estimates. *Soil Science Society of American Journal*. 72 (5): 1410-1417. doi:10.2136/sssaj2008.0019.
- Vincent, W. F. 2009. Effects of climate change on lakes. *Pollution and Remediation*. 55-60. doi: 10.1016/B978-012370626-3.00233-7
- Wagner, S. W., Reicosky, D. C., Alessi, R. S. 1997. Regression models for calculating gas fluxes measured with a closed chambers. *Agronomy Journal*. 89: 279-284. doi: 10.2134/agronj1997.00021962008900020021x
- Walter, B. P., M. Heimann, and E. Matthews. 2001. Modeling modern methane emissions from natural wetlands: 1. Model description and results. *Journal of Geophysical Research*. 106(D24), 34189–34206. doi:10.1029/2001JD900165.
- Walter, K. M., L. C. Smith, and F. S. Chapin III. 2007. Methane bubbling from northern lakes: present and future contributions to the global methane budget. *Philosophical Transactions of The Royal Society A Mathematical Physical and Engineering Sciences*. 365: 1657–1676. doi:10.1098/rsta.2007.2036.
- Warrick, A. W. 2002. Physical properties of primary particles. Chapter 1. 1-48 p. *In: Soil physics companion*. CRC Press. Washington D.C.
- Weiss, J. V., D. Emerson, S. M. Backer, and J. P. Megonigal. 2003. Enumeration of Fe (II)-oxidizing and Fe (III)-reducing bacteria in the root zone of wetland plants: implications for a rhizosphere iron cycle. *Biogeochemistry*. 64:77-96. doi: 10.1023/A:1024953027726
- Whiting, G. J and J. P. Chanton. 2001. Greenhouse carbon balance of wetlands: methane emission versus carbon sequestration. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*. 53(5): 521-528. doi: 10.3402/tellusb.v53i5.16628
- Williamson, C. E., W. Dodds., T. K. Kratz., and M. A. Palmer. 2008. Lakes and streams as sentinels of environmental change in terrestrial and atmospheric processes. *Frontier of Ecology Environment*. 6(5):247-254. doi:10.1890/070140.
- Wuebbles, D. J, and K. Hayhoe. 2000. Atmospheric methane: trends and impacts. 425-432. *In: J. van Ham et al.* (eds.), *Non-CO₂ Greenhouse Gases: Scientific Understanding, Control and Implementation*, 2000 Kluwer Academic Publishers. Printed in the Netherlands.
- Xu, C. Y and V.P. Singh. 2001. Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Hydrology Processes*. 15: 305-319. doi: 10.1002/hyp.119
- Xu, L., Furtaw, M. D., Madsen, R. A., Garcia, R. L., Anderson, D. J., and McDermitt, D. K. 2006. On maintaining pressure equilibrium between a soil CO₂ flux chamber and the ambient air. LI-COR Biosciences, 4421 Superior Street, Lincoln, NE 68504, USA. 20 pp.
- Yin, X and S. E. Nicholson. 1999. The water balance of Lake Victoria. *Journal of Hydrological Science*. 43(5): 789-811. doi: 10.1080/02626669809492173
- Yu, K, and R.D. DeLaune. 2006. A modified soil diffusion chamber for gas profile analysis. *Soil Science Society of America Journal*. 70:1237-1241. doi:10.2136/sssaj2005.0332N.
- Yu, S. L and E. A. Fassman. 1998. Hydrologic budget for a wetland system. Virginia Transportation Research Council. Charlottesville, Virginia. USA.
- Zech, W., N. Senesi, G. Guggenberg., K. Kaiser., J. Lehmann., T. M. Miano., A. Miltner, and G. Schroth. 1997. Factor controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. *Geoderma* 79: 117-161. doi: 10.1016/S0016-7061(97)00040-2
- Zedler, J. B and S. Kercher. 2005. Wetland resources: status, trends, ecosystem services, and restorability. *Annual Review of Environmental Resources*. 30:39–74. doi: 10.1146/annurev.energy.30.050504.144248.
- Zheng, D., Hunt Jr., E.R., Running, S.W., 1993. A daily soil temperature model based on air temperature and precipitation for continental applications. *Climate Research*. 2, 183–191.

Zimmerman, P. R., J. P. Greenberg, and C. E. Westberg. 1988. Measurement of atmospheric hydrocarbons and biogenic emission fluxes in the Amazon boundary layer. *Journal of Geophysical Research*. 93(2): 1407-1416. doi: 10.1029/JD093iD02p01407