



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**POSGRADO EN CIENCIAS
BIOLÓGICAS**

Instituto de Ecología

DINÁMICA DE LA FRACCIÓN ACTIVA DE LA
MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO EN BOSQUES
TROPICALES ESTACIONALMENTE SECOS A LO
LARGO DE UN RÉGIMEN DE HUMEDAD

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE
MAESTRA EN CIENCIAS BIOLÓGICAS
(BIOLOGÍA AMBIENTAL)

P R E S E N T A

Biol. ROSA MINERVA CUEVAS CORONA

DIRECTOR DE TESIS: DR. JULIO CAMPO ALVES

MÉXICO, D. F.

ENERO, 2010



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

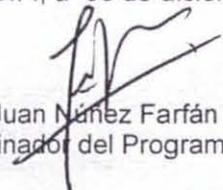
Dr. Isidro Ávila Martínez
Director General de Administración Escolar, UNAM
Presente

Me permito informar a usted que en la reunión ordinaria del Comité Académico del Posgrado en Ciencias Biológicas, celebrada el día 26 de octubre de 2009, se aprobó el siguiente jurado para el examen de grado de **MAESTRA EN CIENCIAS BIOLÓGICAS (BIOLOGÍA AMBIENTAL)** de la alumna **CUEVAS CORONA ROSA MINERVA** con número de cuenta **508010655** con la tesis titulada **"DINÁMICA DE LA FRACCIÓN ACTIVA DE LA MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO EN BOSQUES TROPICALES ESTACIONALMENTE SECOS A LO LARGO DE UN RÉGIMEN DE HUMEDAD"**, realizada bajo la dirección del **DR. HOMERO JULIO EUDES CAMPO ALVES**:

Presidente: DR. FRANCISCO JAVIER ÁLVAREZ SÁNCHEZ
Vocal: DR. JORGE DIONISIO ETCHEVERS BARRA
Secretario: DR. HOMERO JULIO EUDES CAMPO ALVES
Suplente: DR. FIDEL ADOLFO PAYÁN ZELAYA
Suplente: DRA. CHRISTINE DESIREE SIEBE GRABACH

Sin otro particular, me es grato enviarle un cordial saludo.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Cd. Universitaria, D.F., a 08 de diciembre de 2009.



Dr. Juan Núñez Farfán
Coordinador del Programa

c.c.p. Expediente de la interesada.

AGRADECIMIENTOS

Al Posgrado en Ciencias Biológicas, UNAM

Mi Alma máter

Al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT)** por su financiamiento para llevar a acabo mis estudios de maestría, al **Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT-204107)** por el apoyo recibido para la realización del proyecto de investigación y al **Posgrado en Ciencias Biológicas (UNAM)**, por el apoyo económico otorgado para culminar mis estudios de maestría con el Programa: Fomento a la Graduación para alumnos de Posgrado UNAM

Por sus acertadas sugerencias y darle seguimiento a mi proyecto de investigación

A mi comité tutorial:

Dr. Julio Campo Alves

Dra. Christine Siebe Grabach

Dr. Jorge Etchevers Barra

AGRADECIMIENTOS

A los miembros del jurado por las sugerencias y observaciones sobre mi escrito:

Dr. Francisco J. Álvarez Sánchez

Dr. Jorge D. Etchevers Barra

Dr. Julio Campo Alves

Dr. Fidel A. Payan Zelaya

Dra. Christine D. Siebe Grabach

Al **Dr. Julio Campo** (tutor principal) por transmitir su experiencia y conocimiento, guiarme con paciencia y dedicación en este quehacer científico, también por sus amonestaciones y lecciones y sobre todo por aquellas agradables pláticas y palabras que hicieron más amena la ciencia y la existencia

Al **Dr. Jorge Echevers** (Laboratorio de Fertilidad de suelos, COLPOS) por sus valiosas aportaciones, tiempo brindado, consejos, sugerencias, excelente trato y gran calidez humana

A la **Dra. Claudia Hidalgo** (Laboratorio de Fertilidad de suelos, COLPOS) por su apoyo en los análisis de muestras y formidable trato, tanto académico como humano

Al **Dr. Fidel A. Payan** (Departamento de producción agrícola y animal, UAM) por su importante contribución en la implementación de la técnica de fraccionamiento, apreciable aporte teórico y cordial trato

Al **M. en C. Enrique Solís** (Laboratorio de Biogeoquímica terrestre y Clima, UNAM) por el soporte técnico en procedimientos analíticos, ayuda en campo, algunos regañones y buenos ratos compartidos

A la **M. en C. Juliana Padilla** (Laboratorio de Fertilidad de suelos, COLPOS) por su amable apoyo en el desarrollo de procedimientos analíticos

Al **Laboratorio de Fertilidad de Suelos (COLPOS)** por permitir mi desarrollo académico

Un distintivo agradecimiento por su enorme apoyo académico, disposición, calidez humana y por ser una persona por demás especial y querida: **Vinisa de los Ángeles**

A los “mejores compañeros y amigos” del Instituto de Ecología (Laboratorio de Biogeoquímica Terrestre y Clima) por todas sus enseñanzas, apoyo, solidaridad, sentido del humor, por compartir viajes, comidas, festejos, sonrisas, tristezas, decepciones y sencillamente por ser unos bellos seres:

Vinisa (Vinisa de los ángeles), Marylin (Marys), Javier (Javcito), Vanessa (China), Soledad (Solecita), José (Pp), Lilia (Lily), Wolke (Nube)

“Los quiero enormemente”

A mi apreciada amiga, confidente, comadre y celestina: **Lilibeth** por estar ahí y por los excelentes momentos compartidos y por compartir

A mis queridos amigos y compañeros de generación por aderezar mi vida con su alegría y por brindarme tan gratas experiencias en este transitar:

Mayrén, Yared, Chilenito, Vic, Neto, Jazmin, Ulises, Rodri, Azael, Morris, Pili, Pablito Jara, Meche, Ericka, Karlita “cuñis”, Pilita, Vania, Mariana, Polilla

A **Aynara**: ánimo mujer aquí estamos

Y

A mi analista por conducirme a través del fascinante, complejo y apasionante universo del inconsciente: **Valentín Jiménez**

Dedico este esfuerzo...

Con todo mi afecto

*A Carmen Corona por ser la mejor madre, amiga, confidente, hermana, hija y mujer
que el planeta haya visto jamás*

*A Oscar Cuevas (Pp) por su incondicional disposición, dedicación y apoyo en esta
marcha y por aquellos buenos consejos de la vida*

*A Oscar Cuevas (Gobo) por enseñarme que la constancia y perseverancia son los
mejores aliados*

*A Iván Acosta por ofrecerme en cada instante una sincera sonrisa y por ser
simplemente el ser humano más maravilloso que haya conocido*

Y

*Al azar por permitirme disfrutar de tan preciado, efímero, onírico y extraordinario
instante que se llama vida*

“Todo menos quedarse en la caverna”

José Saramago (2000)

Índice

Resumen	6
Abstract	7
1 Introducción general	8
1.1. Ciclo global del carbono	8
1.1.1. La materia orgánica del suelo (MOS)	9
1.1.2. Capitales de la MOS	11
1.1.3. Obtención de la fracción activa de la MOS	13
1.1.4. Fracciones activas de la MOS	15
1.2. Antecedentes	20
1.3. Planteamiento del problema	22
1.4. Objetivos y Predicciones	23
2. Métodos	25
Sitio de estudio	25
Suelos	28
Muestreo de suelo	29
Diseño experimental	30
2.1. Características fisicoquímicas y textura del suelo	30
2.2. Efecto de la variación estacional en el C total, N total, C extraíble en agua, CBMS y cociente C/N	31
2.3. Efecto de la variación estacional en la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo	33
2.4. Efecto de la variación estacional en la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS	34
2.5. Efecto del régimen de humedad en la distribución del C total, N total, CBMS, C extraíble en agua y cociente C/N	35
2.6. Efecto del régimen de humedad en la distribución de la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo	35
2.7. Efecto del régimen de humedad en la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS	35
3. Resultados	36
3.1. Sitio seco (687 mm de lluvia anual, Chicxulub)	36
Características fisicoquímicas y textura del suelo	36
Efecto de la variación estacional en el C total, N total, C extraíble en agua, CBMS y cociente C/N	36
Efecto de la variación estacional en la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo	36
Efecto de la variación estacional en la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS	37

3.2.	Sitio mésico (1050 mm de lluvia anual, Xmatkuil)	38
	Características fisicoquímicas y textura del suelo	38
	Efecto de la variación estacional en el C total, N total, C extraíble en agua, CBMS y cociente C/N	38
	Efecto de la variación estacional en la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo	39
	Efecto de la variación estacional en la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS	39
3.3.	Sitio húmedo (1193 mm de lluvia anual, Hobonil)	40
	Características fisicoquímicas y textura del suelo	40
	Efecto de la variación estacional en el C total, N total, C extraíble en agua, CBMS y cociente C/N	40
	Efecto de la variación estacional en la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo	41
	Efecto de la variación estacional en la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS	41
3.4.	Patrones Regionales	42
	Características fisicoquímicas y textura del suelo	42
	Efecto del régimen de humedad en la distribución del C total, N total, CBMS, C extraíble en agua y cociente C/N	42
	Efecto del régimen de humedad en la distribución de la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo	43
	Efecto del régimen de humedad en la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS	43
4.	Discusión	56
4.1.	Características fisicoquímicas y textura del suelo	56
4.2.	Efecto de la variación estacional en el C total, N total, C extraíble en agua, CBMS y cociente C/N	58
4.3.	Efecto de la variación estacional en la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo	59
4.4.	Efecto de la variación estacional en la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS	59
4.5.	Efecto del régimen de humedad en la distribución del C total, N total, CBMS, C extraíble en agua y cociente C/N	60
4.6.	Efecto del régimen de humedad en la distribución de la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo	60
4.7.	Efecto del régimen de humedad en la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS	61
4.8.	Correlaciones del suelo fraccionado	62
5.	Conclusiones	71
	Literatura citada	72

Lista de Tablas

Tabla		Página
1	Textura de los suelos (0 -10 cm de profundidad) en tres sitios de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán.	46
2	Características fisicoquímicas de los suelos (0 -10 cm de profundidad) en tres sitios de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán.	46
3	Peso seco en las distintas fracciones de la materia orgánica del suelo en bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán.	50
4	Concentración (%) y masa (gC kg^{-1} suelo) de C total en el suelo bruto y en las distintas fracciones de la materia orgánica del suelo en bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán.	51
5	Concentración (%) y masa (gN kg^{-1} suelo) de N total en el suelo bruto y en las distintas fracciones de la materia orgánica del suelo en bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de régimen de humedad en la Península de Yucatán.	53
6	Cociente C/N en el suelo bruto y en las distintas fracciones de la materia orgánica del suelo en bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán.	55
7	Porcentaje de C total y C orgánico del suelo (COS) en suelos de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán.	63
8	Porcentaje de C total extraíble en agua (CTEA) y C en la biomasa microbiana del suelo (CBMS) con respecto al C total en suelos de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán.	63
9	Correlación (<i>Spearman R</i>) para la concentración (C y N total) y masa (C y N total) de las distintas fracciones de la MOS en el C en la biomasa microbiana del suelo (CBMS) y la mineralización potencial de la materia orgánica (CO_2).	64

Lista de Figuras

Figura		Página
1	Modelo conceptual de la dinámica de la materia orgánica del suelo.	19
2	Climograma para el sitio seco (Chicxulub con 687 mm de precipitación anual).	26
3	Climograma para el sitio mésico (Xmatkuil con 1050 mm de precipitación anual).	27
4	Climograma para el sitio más húmedo (Hobonil con 1193 mm de precipitación anual).	28
5	Concentración de C total (a); N total (b); y cociente C:N (c) en suelos (0 -10 cm de profundidad) de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán.	47
6	Concentración de C inorgánico extraíble en agua (CIEA) [a]; C orgánico extraíble en agua (COEA) [b]; C total extraíble en agua (CTEA) [c]; y de C en la biomasa microbiana (CBMS) [c] en los suelos (0 -10 cm de profundidad) de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán.	48
7	Mineralización potencial de la materia orgánica (CO ₂) [a]; CO ₂ estandarizado (CO ₂ e) [b]; y coeficiente metabólico (qCO ₂) [c] en suelos (0 -10 cm de profundidad) de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán.	49
8	Peso seco (%) en las distintas fracciones de la MOS en suelos de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad para cada estación.	65
9	Concentración promedio (± 1 E.E) de C total (%) en las distintas fracciones de la MOS en suelos de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad para cada estación.	66
10	Masa de C total (g C kg ⁻¹ suelo) en las distintas fracciones de la MOS en suelos de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad para cada estación.	67

11	Concentración promedio (± 1 E.E) de N total (%) en las distintas fracciones de la MOS en suelos de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad para cada estación.	68
12	Masa de N total (g N kg ⁻¹ suelo) en las distintas fracciones de la MOS en suelos de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad para cada estación.	69
13	Cociente promedio (± 1 E.E) C/N en las distintas fracciones de la MOS en suelos de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad para cada estación.	70

Dinámica de la Fracción

Activa de la Materia Orgánica del Suelo en Bosques Tropicales Estacionalmente Secos a lo Largo de un Régimen de Humedad

Resumen

Dentro de la problemática del cambio climático global México tiene el compromiso de producir periódicamente inventarios de los capitales y flujos de carbono (C) como parte de los compromisos del TIER 3 (Valores Propios para Regiones o Países; Tecnologías e Infraestructura para Regiones Emergentes), establecido por el IPCC (Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático). En ese marco resulta necesario establecer medidas periódicas en ecosistemas terrestres, entre los cuales los bosques tropicales estacionalmente secos (BTES) son de relevancia considerable ya que son el segundo tipo de vegetación más extenso en el país, y en regiones como Yucatán poseen altos contenidos de materia orgánica en sus suelos.

El estudio de la fracción activa o lábil de la materia orgánica del suelo es clave para la comprensión de la potencialidad del suelo para la liberación de bióxido de carbono a la atmósfera. Esta potencialidad está directamente relacionada con los tamaños de los almacenes de C en el suelo, con la actividad de la biomasa microbiana y regulada por la cantidad y distribución de las lluvias. En este estudio se seleccionaron suelos con alta densidad de C en el estado de Yucatán bajo BTES a lo largo de un régimen de humedad (687 mm, 1050 mm, y 1193 mm de lluvia anual). En los mismos, se estudió la concentración de C en el suelo y en sus fracciones (*i.e.*, MOP-L, MOP-I, MOP-P, FP \geq 150 μ m y FP < 150 μ m), la biomasa microbiana, así como la mineralización de la materia orgánica del suelo. De manera general, los suelos muestreados mostraron los siguientes patrones: (1) las concentraciones de las diferentes formas lábiles de la materia orgánica del suelo presentaron el patrón estacional esperado en BTES: acumulación durante el periodo seco y reducción durante el periodo de lluvias (2) los suelos de los sitios que reciben mayor precipitación presentaron una mayor tasa de mineralización a pesar de poseer menor concentración de C en comparación con los suelos de los sitios que reciben menor precipitación y que presentan mayor concentración de C (3) el coeficiente metabólico fue mayor en los suelos de los sitios que reciben mayor precipitación comparado con los suelos de los sitios que reciben menor precipitación.

Palabras clave: materia orgánica del suelo, cambio climático, bosques tropicales estacionalmente secos, régimen de humedad.

Dynamics of the Active Fraction of Soil Organic Matter in Seasonally Dry Tropical Forests Across a Humidity Regime

Abstract

In face of the problem posed by the global climate change, México has the commitment of producing periodic inventories of carbon (C) pools and flows as part of the commitment under the TIER 3 (Values for Regions or Countries: Technology and Infrastructure for Emerging Regions) implemented by the IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). Within this framework, it is essential to establish periodical measures in terrestrial ecosystems, among which seasonally dry tropical forests (SDTF) are of great significance due to the fact that are the second most extensive type of vegetation and in such regions as Yucatán they contain high levels of organic matter in their soils.

The study of the active or labile fraction is the key to understanding the potentiality of soil for releasing carbon dioxide into the atmosphere. This potentiality is directly related to C pool sizes in soil and to microbial biomass activity, and is regulated by the amount and distribution of rainfall. For this study, a selection was made of soils with a high carbon density in the State of Yucatán in a SDTF across a humidity regime (an annual rainfall of 687 mm, 1050 mm and 1193 mm). This study also reviewed C concentrations in soil as well as its fractions (*i.e.*, MOP-L, MOP-I, MOP-P, FP \geq 150 μm y FP $<$ 150 μm), the microbial biomass and also the mineralization of soil organic matter. In general, sampled soils showed the following patterns: (1) the concentrations of the different labile forms of soil organic matter showed the seasonal pattern expected in SDTF: accumulation during the dry period and reduction during the rainy season; (2) soils of sites with a higher rainfall rate showed a higher mineralization despite having a lower C concentration as opposed to soil sites that having a lower rainfall rate showed a higher C; (3) the metabolic coefficient was higher in soils of sites with a higher rainfall rate than in sites with a lower rainfall rate.

Key words: soil organic matter; climate change; seasonally dry tropical forests; humidity regime.

1. Introducción general

El interés en el estudio de la materia orgánica del suelo ha ido en aumento en las últimas décadas debido a los incrementos de CO₂ atmosféricos, y las razones para ello son: 1) hay esperanzas de que las mejoras en el manejo de suelos y bosques permitan capturar importantes cantidades de CO₂ de la atmósfera y ser secuestradas por el suelo; 2) la posibilidad de que ocurra un aumento en las tasas de respiración del suelo asociadas al cambio climático, y puedan desencadenar una retroalimentación positiva en la cual las temperaturas se eleven aún más rápido de lo que se espera (Sollins *et al.* 2007). Por estas razones, es indispensable tener un claro entendimiento de la dinámica de la materia orgánica del suelo (MOS) para afrontar los problemas ambientales en escenarios futuros de cambio climático global.

1.1. Ciclo global del carbono

El ciclo del carbono (C) a escala global involucra el intercambio de CO₂ entre la biosfera, atmósfera, océanos y la corteza terrestre (Luo y Zhuo 2006).

A nivel global el C orgánico del suelo (COS) en ecosistemas terrestres es superior (1 500 Pg C en 1m de profundidad y 2 500 Pg C en 2 m; 1 Pg = 10¹⁵ g = 1 Gt) al C en la vegetación (650 Pg C) y al atmosférico (750 Pg C); por esta razón, el C edáfico es uno de los principales compartimentos terrestres (Batjes y Sombroek 1997, Luo y Zhuo 2006).

El C almacenado en los ecosistemas forestales representa una parte importante del inventario mundial. Se estima que la biomasa presente en los bosques constituye aproximadamente del 82 al 86% de todo el C en vegetación y los suelos de los bosques concentran 70 al 73% del C orgánico edáfico (Six *et al.* 2002). En años recientes las crecientes concentraciones de CO₂ atmosférico y el sistema de comercio con bonos de C del protocolo de Kyoto han llevado a un mayor interés en la dinámica del COS (Six *et al.* 2002).

El almacén de C en los suelos es el balance entre el ingreso de necromasa y la pérdida por procesos de descomposición y erosión. Bajo condiciones aeróbicas, parte del C que ingresa al suelo es en forma lábil y por lo tanto es respirado a la atmósfera a través del proceso conocido como respiración del suelo o flujo de CO₂ resultado de la respiración de las raíces (respiración autótrofa) y descomposición de la materia orgánica

(respiración heterotrófica). Generalmente sólo el 1% del C que entra al suelo (55 Pg C año⁻¹) se acumula en fracciones más estables (0.4 Pg C año⁻¹) con tiempos de residencia media más prolongados (TMR de 15 a 5 000 años) (Paustian *et al.* 1992, FAO 2004).

Las reducciones en los niveles de C en el suelo después de la deforestación de la tierra se reconocen por el Protocolo de Kioto como emisiones importantes de CO₂, y los aumentos en el C del suelo pueden usarse para acreditar las reducciones de emisiones de gas invernadero. La deforestación de los bosques tropicales implica una cantidad importante de emisiones de C con una tasa anual estimada de 1.7 Pg C. (García-Oliva *et al.* 2006). Actualmente hay un interés considerable en el uso potencial de los suelos para secuestrar C para mitigar el cambio climático, como tal existe la necesidad de identificar los mecanismos de secuestro de C y de evaluar el potencial de acumulación de C en los bosques tropicales secundarios (Gamboa *et al.* 2008), así como establecer relaciones sobre la dinámica del C en la MOS.

1.1.1. La materia orgánica del suelo (MOS)

La MOS forma un reservorio importante y dinámico de C y conforma por ello una parte esencial del ciclo global del C. Las estimaciones del contenido de C de la MOS fluctúan entre 1100 y 3000 Pg (Schlesinger 1997). Como el mayor capital de C terrestre reside en el suelo (81% del C orgánico activo) la comprensión de los mecanismos y factores que rigen la liberación y retención de la MOS es básica para la investigación de los ecosistemas terrestres (Schlesinger 1997, Jobbágy y Jackson 2000, Paustian *et al.* 2000).

El C es el componente principal (~ 58 % el cual ha sufrido ya un proceso de humificación) de la MOS que se define como la fracción de suelo enriquecida por C que se forma de la mezcla íntima de plantas, animales y residuos microbianos (Anderson e Ingram 1993). Estos residuos se encuentran en diferentes estados de descomposición que incluyen sustancias no húmicas de bajo peso molecular y sustancias húmicas con compuestos de alto peso molecular (Anderson e Ingram 1993). Los flujos de energía y los ciclos de los nutrientes en los ecosistemas dependen de las tasas de descomposición de la MOS. La MOS influye directa e indirectamente en el comportamiento físico del suelo (p.e. confiere resistencia a la erosión, incrementa la retención de agua, facilita la agregación o floculación de partículas de arcillas, favorece la permeabilidad de agua y

oxígeno). También influye en el comportamiento químico del suelo (p.e. actúa como un gran capital de nutrientes para el crecimiento vegetal, amortigua cambios de pH en el suelo e incrementa la capacidad de intercambio catiónico en el suelo). Finalmente, determina procesos biológicos (p.e. biomasa microbiana y respiración) que intervienen en la fertilidad del suelo (Stevenson 1994, Brady y Weil 2002).

Otra forma de clasificar a la MOS es en componentes vivos y muertos (Theng 1987). Los componentes vivos que raramente constituyen más del ~4% del carbono orgánico total (COT) del suelo se subdividen en tres compartimentos: raíces de plantas (~5-10%), macroorganismos o fauna edáfica (~15-30%) y microorganismos (~60-80%). El componente no vivo generalmente representa ~ 98% del COT y se subdivide en fracción ligera también llamada macro materia orgánica o materia orgánica particulada (MOP) y humus (Coleman *et al.* 1989). La MOP representa del 10 al 30% del COT y consiste en residuos vegetales en diferentes estados de descomposición (Brady y Weil 2002); bajo el microscopio (microscopía electrónica de barrido) se ha reportado que la mayoría de la MOP puede ser comparada con la composición química del mantillo (Skjemstad *et al.* 1986). El humus representa del 70 al 90 % del COT, consiste en sustancias no húmicas que representan aproximadamente 30% del humus; y comprenden clases bien definidas de compuestos orgánicos como son los carbohidratos, lípidos, ácidos orgánicos, pigmentos y proteínas (Brady y Weil 2002). Las sustancias húmicas que constituyen el grueso de la MOS muerta (~ 70%) han sido estudiadas con gran intensidad debido a su complejidad molecular y su gran heterogeneidad; sin embargo, aún no se le pueden asignar estructuras químicas a estas sustancias, la forma más convencional es la definición operacional de éstas dada por la Sociedad Internacional de Sustancias Húmicas (Hayes *et al.* 1989) que se basa en su solubilidad en una serie de ácidos y bases. Bajo este esquema las sustancias húmicas se clasifican en tres grupos químicos: 1) ácidos fúlvicos que son solubles en ácidos y álcali, 2) ácidos húmicos que sólo son solubles en medios alcalinos y 3) huminas que no son solubles en ningún medio. De cualquier modo este esquema es criticado debido a que las fracciones resultantes continúan siendo mezclas heterogéneas de compuestos que pueden diferir entre suelos y no necesariamente se correlacionan con los procesos bioquímicos de la descomposición y humificación, por tanto, estas definiciones son meramente operativas en cuanto a que no existe una frontera marcada entre estas fracciones en función de sus propiedades fisicoquímicas.

1.1.2. Capitales de la MOS

El enfoque moderno de los sistemas naturales complejos es desarrollar modelos conceptuales en el que los diversos capitales estén vinculados entre sí en diferentes formas. Idealmente los capitales deben tener una existencia real y ser medibles para que los flujos de bioelementos (C, N, P y S) a través de los capitales puedan ser determinados y de esta forma monitorear la dinámica de todo el sistema (Coleman *et al.* 1989). No existe un modelo universalmente aceptado para las tasas de descomposición del C, pero todos ellos consideran diferentes capitales de C. Generalmente, estos modelos incluyen entradas de materia orgánica, varios capitales de MOS y a la biomasa microbiana (Evans *et al.* 2001).

Los modelos de los capitales conceptuales de la dinámica de la MOS propuestos por Jenkinson y Rayner (1987), Paul y van Veen (1978), van Veen y Paul (1981), Parton *et al.* (1989), Paustian *et al.* (1992) y Parton *et al.* (1994), reconocen tres componentes o capitales definidos por sus diferentes tasas de transformación y susceptibilidad a la descomposición microbiana; estos capitales corresponden al activo, lento y pasivo.

El capital activo o lábil corresponde del 10 al 20% de la MOS, posee un tiempo medio de residencia (TMR) de 1-2 años, un cociente C/N= 15-30 (Paustian *et al.* 1992) y una tasa de descomposición (k) de 0.02 día^{-1} (Parton *et al.* 1994). Sus componentes incluyen biomasa viva (tejidos frescos de plantas y animales y microorganismos) partículas finas reconocibles de detritus (referida a la MOP), materia orgánica disuelta (MOD), aminoácidos, polisacáridos (celulosa y hemicelulosa), sustancias no húmicas que corresponden a grupos de moléculas identificables producidas por la acción microbiana y susceptibles a rápida descomposición y ácidos fúlvicos de fácil descomposición. El capital activo provee gran parte del C y nutrientes accesibles para los microorganismos del suelo y la mayoría del N mineralizable, siendo también el responsable de muchos de los efectos benéficos para el suelo como: estabilidad estructural, mejoramiento de la infiltración de agua y resistencia a la erosión (Brady y Weil. 2002).

El capital lento corresponde del 20 al 30% de la MOS, posee un TMR de 15-100 años, un cociente C/N= 10-25 (Paustian *et al.* 1992) y una tasa de descomposición (k) de 0.00054 día^{-1} (Parton *et al.* 1994). Sus componentes estructurales se asocian a tejidos

vegetales muy finamente fragmentados ricos en lignina y otros componentes químicos resistentes y de lenta descomposición. Este capital es un importante recurso de N mineralizable y otros nutrientes para las plantas, proveyendo también la fuente de alimento subyacente para el metabolismo constante de los microorganismos autóctonos de suelo (Brady y Weil 2002).

El capital pasivo corresponde del 60 al 90% de la MOS, posee un TMR de 500-5000 años, un cociente C/N= 7-10 (Paustian *et al.* 1992) y una tasa de descomposición (k) de $0.000019 \text{ día}^{-1}$ (Parton *et al.* 1994). Sus componentes orgánicos son altamente estables y recalcitrantes, y se asocian a la mayor parte del humus protegido químicamente en complejos formados por su unión con arcillas. Los residuos orgánicos que forman este capital están estrechamente relacionados con las propiedades coloidales del humus, siendo determinantes en la capacidad de intercambio catiónico (CEC) y retención de agua contribuida al suelo por la materia orgánica (Brady y Weil 2002).

Por otro lado, Verberne *et al.* (1990), consideraron cuatro capitales orgánicos para modelar la dinámica de la materia orgánica: la biomasa microbiana y tres fracciones de residuos. Las tres fracciones incluyen: material en descomposición (carbohidratos y proteínas), materiales estructurales (hemicelulosa y celulosa) y materiales resistentes (materiales lignificados).

Por último, estudios más recientes propuestos por Six *et al.* (2002) asumen 3 capitales de C en el suelo asociados a sus características fisicoquímicas inherentes: 1) desprotegidos (*i.e.*, MOP o fracción ligera); 2) físicamente protegidos (*i.e.*, microagregación o asociaciones con limos y arcillas); y 3) bioquímicamente protegidos (*i.e.*, estabilizado a través de la formación de compuestos recalcitrantes). Por otro lado, Stewart *et al.* (2008) propone cuatro capitales de C en el suelo: 1) desprotegidos; 2) físicamente protegidos; 3) químicamente protegidos y 4) bioquímicamente protegidos (*i.e.*, MOP, C asociado a microagregados, C asociado a limos y arcillas y C no hidrolizable, respectivamente).

Con frecuencia, los modelos asignan tasas de descomposición especulativas a cada capital y se observan dificultades en describir totalmente estas tasas del C en el suelo. Estos problemas se han asociado a la falta de técnicas estándar únicas para medir el

tamaño de los capitales de C (Payan 2007). Sin embargo, la búsqueda de fracciones de C “biológicamente activas” ha llevado al desarrollo de métodos de fraccionamiento físico, químico y biológico (Evans *et al.* 2001). En general, la mayoría de los métodos tratan de cuantificar capitales lábiles o activos y resistentes o recalcitrantes (Payan 2007).

1.1.3. Obtención de la fracción activa de la MOS

Los modelos de tasas de descomposición del C generalmente se usan para evaluar las diferencias en el contenido de la MOS causados por cambios en el manejo. Dichos modelos, normalmente se basan en el supuesto de que podría diferenciarse a la MOS por lo menos en dos capitales, uno lábil y otro estable (Ellerbrock y Kaiser 2005). La MOS es frecuentemente separada por medios físicos para simplificar una matriz compleja en fracciones discretas. Un método frecuente para aislar dos o más fracciones se basa en diferenciar densidades de las partículas dispersando la MOS en un líquido de alta densidad (1.6 a 2.2 g cm⁻³) (Crow *et al.* 2007). El fraccionamiento por densidad se basa en la observación de que durante la humificación partes de la MOS se encuentran más asociadas a partículas minerales y por tanto ocurren en partículas de densidades más altas (Barrios *et al.* 1996). Desde la perspectiva de la densidad, la MOS puede dividirse en una fracción ligera o MOP (definida originalmente por Greenland y Ford 1964) que consta de materia orgánica libre de asociaciones minerales compuesta por desechos vegetales parcialmente descompuestos, una densidad específica < 2.0 g cm⁻³, un cociente C/N alto y una tasa de descomposición rápida, representando ésta al capital “activo” (Cambardella y Elliott 1992, Christensen 1992, Barrios *et al.* 1996), y una fracción pesada “FP” asociada a residuos orgánicos producto de resíntesis (humus), compuesta de materia orgánica adsorbida o depositada por microorganismos en superficies de agregados o secuestrada dentro de agregados órgano-minerales, una densidad específica mayor (asociación con minerales), un cociente C/N bajo y una tasa de descomposición lenta (Cambardella y Elliott 1992, Christensen 1992, Barrios *et al.* 1996), representando ésta al capital “lento y pasivo”.

Una importante limitación de los actuales modelos de compartimientos de tasas de descomposición de la MOS es que la mayoría de los capitales conceptuales que contienen no corresponden a fracciones de la materia orgánica experimentalmente verificable. Sohi *et al.* (2001) hicieron algunos intentos que sugieren que las fracciones

de la MOS obtenidas por separación en diferentes densidades sientan las bases para los modelos de descomposición de la MOS con base en capitales mesurables, sin embargo, las cantidades de MOS aisladas por este procediendo son relativamente bajas (1-5% del COT).

Durante el desarrollo de métodos a lo largo de las últimas décadas, el material de la MOP ha sido descrito en una variedad de formas incluyendo material parcialmente degradado no asociado con minerales, materia orgánica “activa” y capital lábil (Crow *et al.* 2007). La rápida pérdida de la materia orgánica debido a disturbios (p.e. cultivo), ha sido observada y se atribuye de forma conceptual al material de la MOP que no fue humificado ni protegido por minerales y por tanto, más susceptible a la pérdida (Greenland y Ford 1964). La división conceptual entre la MOP biológicamente activa y su complemento “pasivo” o fracción pesada (FP) fue complicada por diversos factores reconocidos tempranamente en el desarrollo del método de fraccionamiento. Por ejemplo, Spycher y Young (1979) encontraron que los materiales amorfos (FP) de baja densidad flotan a densidades $<2.0 \text{ g cm}^{-3}$, resultando en la presencia de material mineral con una superficie de alta adsorción en las fracciones ligeras, particularmente en suelos alofánicos como los Andisoles. Igualmente el carbón que es recalcitrante flota a bajas densidades y se incluye en la MOP que de otra forma sería degradable fácilmente por la biota del suelo (Greenland y Ford 1964). Por otro lado, estudios más recientes (Six *et al.* 2002) asumen al carbón como material característico de la MOP.

Diversos estudios han reportado que la MOP se caracteriza por bajas concentraciones de carbohidratos (*i.e.*, Manosa + Galactosa / Arabinosa + Xilosa) comparada con las fracciones más pequeñas o pesadas de la MOS (Greenland y Ford 1964, Oades *et al.* 1987, Solomon *et al.* 2000). En contraste, otros estudios (Guggenberger *et al.* 1994) reportan altas concentraciones de C en la MOP comparada con las fracciones pesadas.

Dada la complejidad potencial en la interpretación de fracciones por densidad (i.e., tipo de suelo, ecosistema de interés, densidad utilizada), debe quedar claro que no existen límites universalmente establecidos y que una fracción puede tener características que se asocien a más de un capital

1.1.4. Fracciones activas de la MOS

Está bien estudiado que la MOS biológicamente activa es clave en la productividad y fertilidad del suelo (Paul 1984, Wander *et al.* 1994). La MOS activa se refiere a una mezcla heterogénea de materia orgánica viva y muerta que circula fácilmente a través de los capitales biológicos siendo un importante reservorio de nutrientes del suelo. El equilibrio entre los procesos de decaimiento y formación en este capital controla la disponibilidad de los nutrientes y el estado de la MOS, es decir determina si la materia orgánica está generándose o degradándose en general (Wander *et al.* 1994).

Los capitales de la MOS activa o de tasas rápidas de descomposición incluyen tres fracciones que corresponden a la MOP, materia orgánica disuelta (MOD) y la biomasa microbiana (Cleveland *et al.* 2004, Stevenson y Elliott 1989).

La materia orgánica particulada (MOP)

La MOP ($\geq 150\mu\text{m}$) es una fracción compuesta por residuos orgánicos de origen vegetal como polisacáridos, sustancias no húmicas y algunos de los ácidos fúlvicos lábiles. Esta fracción provee la mayoría de la energía disponible para los microorganismos y la mayoría del N mineralizable (Brady y Weil 2002). Experimentalmente se pueden obtener tres fracciones con relación a sus diferentes tasas de transformación y su susceptibilidad a la descomposición mediante el método de fraccionamiento basado en diferencias de densidad (Meijboom *et al.* 1995). Este método se basa en la premisa de que a medida que se descompone progresivamente la MOS, se humedece cada vez más, se asocia más íntimamente con las partículas minerales y por tanto se vuelve gradualmente más densa (Barrios *et al.* 1996). Las fracciones obtenidas corresponden a una fracción ligera (MOP-L), una intermedia (MOP-I) y una pesada (MOP-P). La MOP-L consiste en residuos de plantas parcialmente descompuestos libres de minerales, alto cociente C/N (18-24), rápido recambio y una baja densidad específica ($< 1.13 \text{ g cm}^{-3}$). La MOP-I es un estado de transición entre la fracción de la MOP-L y la MOP-P con un cociente C/N de 15-21 y una densidad específica de ($1.13 \text{ g cm}^{-3} - 1.37 \text{ g cm}^{-3}$). La MOP-P incluye complejos órgano-minerales, menor cociente C/N (13-16), baja tasa de recambio y una alta densidad específica ($> 1.37 \text{ g cm}^{-3}$) comparada con la MOP-L (Greenland y Ford 1964, Meijboom *et al.* 1995).

Materia orgánica disuelta (MOD)

La importancia de la MOD en procesos biogeoquímicos del suelo ya quedó bien establecida. Aunque se ha puesto gran énfasis en el papel de la MOD en el ciclo de los nutrientes, su función crucial en el ciclo del C en el subsuelo también es reconocida (Yavitt y Fahey 1986, Qualls *et al.* 1991, Cortina *et al.* 1995, Jandl y Sollins 1997 y Moore 1997).

La MOD es un importante vector para el movimiento de C y nutrientes dentro y a través de los ecosistemas lixiviándose del dosel y mantillo hacia los horizontes minerales del suelo (Cleveland *et al.* 2004, Marschner y Kalbitz 2002). Muchos estudios han demostrado que el mayor incremento en el flujo de la MOD ocurre cuando la percolación del agua pasa a través del suelo y mantillo del bosque (McDowell y Likens 1988, Qualls *et al.* 1991, Currie *et al.* 1996). Varios investigadores supusieron que la producción de la MOD en el suelo y mantillo del bosque era primordialmente de naturaleza microbiana (McDowell y Likens 1988, Guggenberger *et al.* 1994). Con base en este supuesto se ha sugerido que importantes factores ambientales para la actividad microbiana como la temperatura y la humedad son controladores en la producción de la MOD en el piso del bosque (Christ y David 1996, Götter *et al.* 1996, Anderson *et al.* 2000). Sin embargo, las complejas relaciones entre disponibilidad del sustrato, actividad microbiana y producción de MOD todavía no se comprenden del todo. Sólo existe información limitada sobre el efecto de diferentes tipos de mantillo y la calidad del sustrato, evidencia indirecta sobre el vínculo entre la actividad microbiana y la producción de la MOD, la relación entre la respiración microbiana y la liberación de carbono orgánico disuelto (COD), o bien comparando la cantidad del COD producida por la actividad de ciertas especies microbianas selectas (Moore 1997, Brooks *et al.* 1999, Hongve *et al.* 2000, Qualls 2000, Magill y Aber 2000, O'Connell *et al.* 2000).

La materia orgánica presente en la solución del suelo y que pasa un tamaño de poro del filtro de 0.4-0.6 μm se define operacionalmente como MOD (Herbert y Bertsch 1995, Zsolnay 1996). Sin embargo, esta materia se distribuye entre diferentes tamaños de poro en el suelo, y la fracción presente en meso-poros y micro-poros puede no ser colectada sin perturbar la estructura del suelo. La fracción de MOD colectada con lisímetros se localiza en su mayor parte en los macro-poros del suelo (Zsolnay 1996). En contraste, la materia orgánica extraída agitando las muestras del suelo con soluciones acuosas

(MOEA, materia orgánica extraíble en agua) se considera incluyente de la MOD presente en los macro-poros y alguna MOD ubicada en poros más pequeños ya que produce la perturbación de la estructura del suelo (Zsolnay 1996). La magnitud de MOEA es generalmente mayor que la MOD, esto se debe a que al usar agua destilada para el procedimiento de extracción induce una extensa fragmentación de los agregados del suelo y entonces la MOEA probablemente contendrá otro material producido por la lisis de las células vivientes y por la desorción de la materia orgánica de las superficies de los minerales. En este último caso la MOEA incluye cierta MOD potencial de acuerdo con la definición de Tipping (1998).

Un componente importante de la MOD es el COD (Cleveland *et al.* 2004) y su fracción obtenida experimentalmente (extracción con agua destilada) corresponde al carbono orgánico extraíble en agua (COEA). En una revisión de diferentes tipos de ecosistemas Zsolnay (1996) reportó para suelos forestales concentraciones de COD en rangos de 5 a 440 mg L⁻¹ y concentraciones de COEA con rangos de 1000 a 3000 mg L⁻¹; para suelos agrícolas los valores son mucho menores.

Por otro lado, se ha reportado que en ecosistemas con marcada estacionalidad de lluvias la concentración del COD y del COEA es inversamente proporcional a la precipitación (Anaya *et al.* 2007).

Biomasa microbiana

Los microorganismos del suelo desempeñan un papel clave en el flujo de C y en el ciclo de nutrientes en ecosistemas terrestres. La biomasa del suelo es uno de los mayores sumideros de C durante la inmovilización y gran recurso durante la mineralización (Jenkinson y Ladd 1981). El recambio de la MOS es dependiente de la tasa en que los microorganismos la procesan, esto es determinado por la calidad del sustrato y la accesibilidad a la misma (Elliot y Cambardella, 1991). Debido a que la biomasa microbiana es una de las fracciones más activas y responde rápidamente a cambios ambientales, su medición provee información de ligeros cambios en la dinámica de la MOS (Jenkinson y Powlson 1976, Anderson y Domsch 1980).

La respiración microbiana está caracterizada por la producción de CO₂ o la salida de O₂ como resultado del metabolismo de los microorganismos, la respiración del suelo es una

de las rutas de flujo más importante de C en ecosistemas terrestres y el origen de la mayor carga de CO₂ en la atmósfera (Parkin *et al.* 1996). Las emisiones de CO₂ por parte del suelo exceden cualquier otro intercambio entre la atmósfera y la biosfera con excepción de la producción primaria bruta (PPB) (Raich y Schlesinger, 1992). Las tasas de respiración dependen en gran medida de la temperatura y de las condiciones de humedad (Singh y Gupta 1977, Schlentner y Van Cleve 1985, Luo y Zhuo 2006). Los cambios estacionales en los microclimas del suelo juegan un papel importante en las diferencias estacionales que ocurren en las emisiones de CO₂ del suelo en los sitios y las diferencias climáticas generan distintas tasas de respiración del suelo entre sitios distantes (Raich y Potter 1995).

A manera de síntesis en la Figura 1 se presenta un modelo conceptual de la materia orgánica de suelo, dividiéndolo en dos grandes capitales o almacenes: el lábil o activo y el pasivo y lento.

- Fracción activa de la MOS
- Fracción pasiva y lenta de la MOS

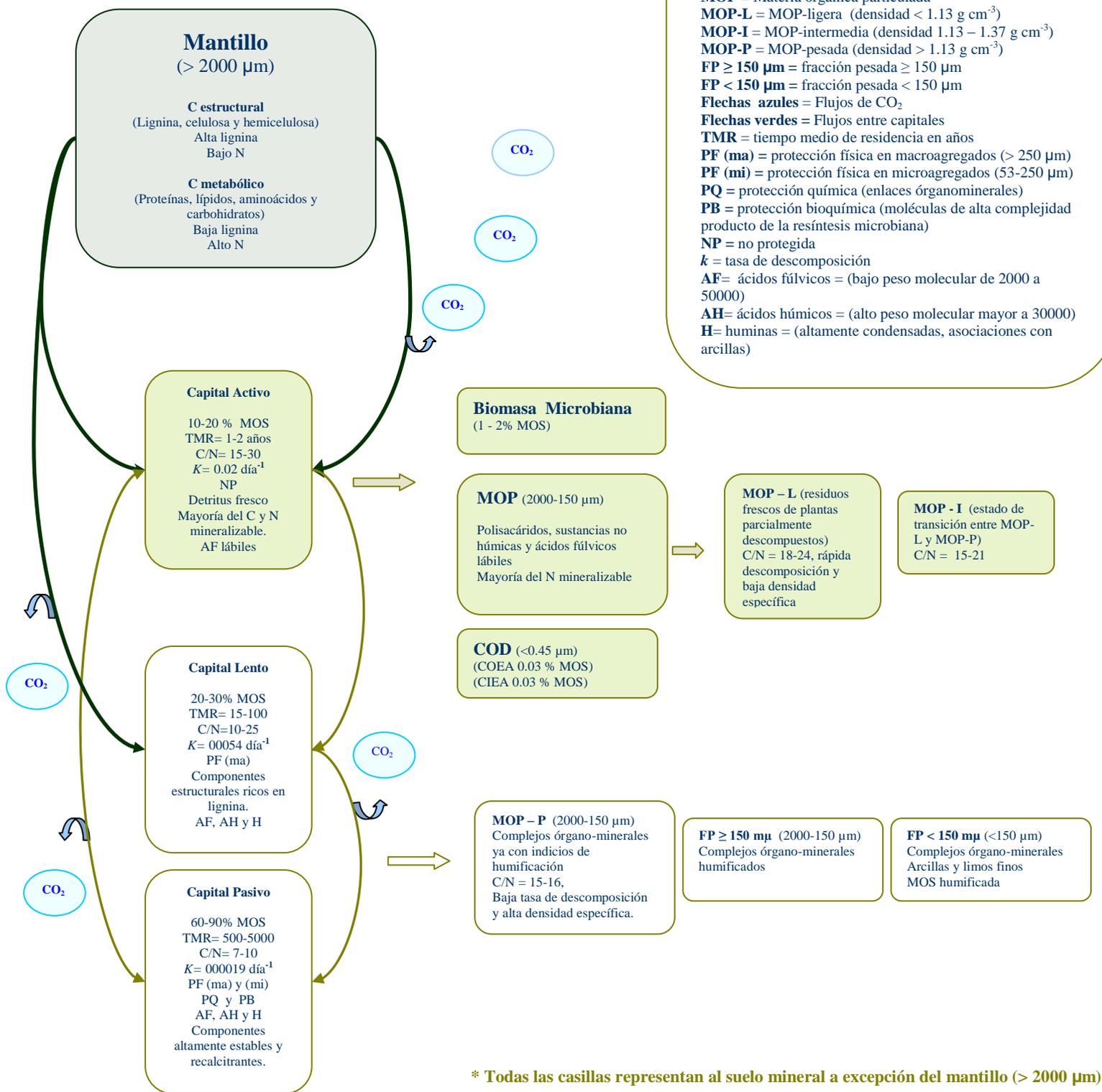


Figura 1. Modelo conceptual de la dinámica de la materia orgánica del suelo (MOS) elaborado a partir de: Van Veen y Paul (1981), Jenkinson y Rayner (1987), Parton *et al.* (1989), Paustian *et al.* (1992), Parton *et al.* (1994), Brady y Weil (2002) y Six *et al.* (2002).

1.2. Antecedentes

Los bosques tropicales ejercen una influencia sobre el ciclo global del C, se estima que en ecosistemas terrestres la producción primaria neta (PPN) es de $57.5 \text{ Pg C año}^{-1}$ de los cuales $20.1 \text{ Pg C año}^{-1}$ corresponden a bosques tropicales representando el 34.96 % de la PPN global a pesar de que sólo abarcan ~10 % de la superficie libre de hielos (Sabine *et al.* 2004). Los suelos tropicales contienen aproximadamente 496 Pg C representando el 32% del capital global total de C edáfico (Lal 2002).

Los bosques tropicales estacionalmente secos (BTES) representan ~ 40 % de la superficie de bosques tropicales del mundo (Murphy y Lugo 1986). En América Latina cubren el 47% de la superficie forestal tropical (Toledo-Aceves y García-Oliva 2008); en México ocupan el 11% de la superficie del país (CONABIO 2008).

En la península de Yucatán el cambio de uso de suelo principalmente por el cultivo de henequén (*Agave fourcroydes* Lem.) desarrollado por los antiguos mayas y su auge durante el siglo XIX y la primera mitad del XX produjo extensas áreas degradadas con un mosaico de bosques secundarios y una reducción del 98% de su cobertura original (Gómez-Pompa *et al.* 1987).

Un estudio sobre los capitales de C en suelos de diferentes eco-regiones de México (Balbontín *et al.* 2009) reporta que la Península de Yucatán es la región más rica en COS. Para BTES reporta concentraciones de 2.24 % de COS y capitales de $222.6 \text{ Mg COS ha}^{-1}$ en comparación con los bosques tropicales húmedos que contienen 1.98 % del COS y $140.7 \text{ Mg COS ha}^{-1}$. Para diferentes tipos de suelo de la región se reporta un rango de concentración de C que va de 4.14 a 12.58 % (Balbontín *et al.* 2009); Häfele (2007) reporta valores aún más altos que corresponden a 13.86% para la estación de lluvias y 16.69% para la estación seca. Mientras que Shang y Tiessen (2003) reportan para la Península de Yucatán valores de concentración de 5 - 15 % de C.

La marcada estacionalidad de las lluvias en los BTES juega un papel clave en el funcionamiento de los mismos afectando la dinámica del ciclo de nutrientes en el suelo (García-Oliva 2008). La disponibilidad de estos nutrientes depende de la alternancia y

duración en los periodos de lluvia y de sequía así como de la mineralización del mantillo acumulado (Campo *et al.* 1998, Rincón *et al.* 2000).

Un estudio realizado por García-Oliva *et al.* (2003) donde se evaluó el efecto de la estacionalidad de las lluvias sobre el COS en BTES al occidente de México, reveló que al final de la estación de lluvias comienza la acumulación de formas lábiles de nutrientes la que fue mantenida durante la estación seca. Esta acumulación aceleró la actividad microbiana en las primeras lluvias de la estación de lluvias. Las muestras de suelo colectadas en la estación seca tuvieron una mayor mineralización potencial de la MOS que aquellas tomadas en la estación de lluvias. Lo anterior sugiere que la disponibilidad del C está afectada por la estacionalidad de las lluvias, la cual además está influenciada por la actividad microbiana. En otro estudio (García-Oliva *et al.* 2006) se reporta un decremento del COS de la estación seca a la de lluvias (3.6% y 2.9%, respectivamente).

En cuanto al carbono en biomasa microbiana del suelo (CBMS), Singh *et al.* (1989), Saynes *et al.* (2005) y más recientemente Anaya *et al.* (2007) comprueban que existe una variación estacional con una mayor concentración de C en la estación seca en comparación con la de lluvias en suelos de BTES. Häfele (2007) ha comprobado el mismo patrón con valores de 3.3 mg C g⁻¹ para la estación seca y 2.3 mg C g⁻¹ para la estación de lluvias en BTES de la Península de Yucatán. Este último autor reporta que la mineralización de C acumulada fue de 5.1 mg CO₂-C g⁻¹ 56 d⁻¹ para la estación de secas y una disminución en la mineralización en la estación de lluvias (4.0 mg CO₂-C g⁻¹ 56 d⁻¹).

Los BTES del estado de Yucatán son un excelente sitio para evaluar el efecto de la precipitación sobre la dinámica de la MOS debido a su marcada estacionalidad y la existencia de regimenes de humedad variables, con suelos desarrollados sobre un mismo material parental (Cárstico). Es importante señalar que la humedad del suelo regula la dinámica del ciclo de nutrientes y particularmente la dinámica del COS en ecosistemas con estacionalidad de lluvias (Lodge *et al.* 1994, Eaton 2001, Saynes *et al.* 2005).

1.3. Planteamiento del problema

Los estudios del ciclo del C en general y la investigación de la MOS en particular, deben tener una mayor prioridad de la que tienen ahora para permitir entender y mitigar las consecuencias de las emisiones de combustible fósil para el clima y los ecosistemas terrestres (Sollins *et al.* 2007).

Bajo este panorama del cambio climático global México tiene el compromiso de producir periódicamente inventarios de los capitales y flujos de C dentro de los compromisos del TIER 3 (Valores Propios para Regiones o Países; Tecnologías e Infraestructura para Regiones Emergentes), establecido por el IPCC (Grupo de expertos sobre Cambio Climático).

En ese marco resulta necesario establecer inventarios periódicos en bosques tropicales estacionalmente secos de Yucatán ya que son el segundo tipo de vegetación más extenso en México (CONABIO 2008), poseen altos contenidos de materia orgánica en sus suelos (Shang y Tiessen 2003, Balbontín *et al.* 2009, Gamboa *et al.* 2008) y presentan una fuerte presión para el cambio de cobertura-uso del suelo (Trejo y Dirzo 2000).

1.4. Objetivos y Predicciones

Objetivo general

Determinar la distribución de C en las diferentes fracciones activas de la materia orgánica en suelos en BTES a lo largo de un régimen de humedad en el estado de Yucatán, México.

Objetivos particulares:

1. Determinar las características fisicoquímicas y clase textural del suelo bruto en los diferentes sitios.
2. Determinar la variación estacional del C total, N total, CBMS, C extraíble en agua (COEA, CIEA y CTEA) y cociente C/N.
3. Determinar la variación estacional de la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo (CO₂).
4. Determinar la variación estacional en la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS.
5. Comparar la distribución del C total, N total, CBMS, C extraíble en agua (COEA, CIEA y CTEA) y cociente C/N entre sitios, en ambos regímenes de humedad.
6. Comparar distribución de la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo (CO₂) entre sitios, en ambos regímenes de humedad.
7. Comparar la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS entre sitios, en ambos regímenes de humedad.

Predicciones:

2. La concentración de CBMS y C extraíble en agua (COEA y CIEA) será menor en la estación de lluvias que en la de secas.
3. La mineralización potencial de la materia orgánica del suelo (CO₂) será menor en la estación de lluvias que en la de secas.
4. La estacionalidad de las lluvias afectará la proporción de fracciones de la MOS, las que disminuirán en la época de lluvias e incrementarán en la época de secas.
5. La concentración de CBMS será mayor en sitios más secos y menor en los húmedos. En contraste, se espera que la concentración del C extraíble en agua (COEA y CIEA) disminuirá conforme aumenta el régimen de humedad.
6. La mineralización potencial de la materia orgánica del suelo (CO₂) será mayor en sitios secos que en húmedos.
7. La distribución de las masas de suelo en las fracciones seguirá el patrón MOP-L > MOP-I > MOP-P > FP, lo cual no variará con el régimen de humedad.

2. Métodos

Sitio de estudio

El presente estudio se realizó en el Estado de Yucatán, México, en bosques tropicales estacionalmente secos (BTES). La Península de Yucatán se desarrolló sobre roca caliza la cual data del Periodo Terciario (Plioceno-Mioceno) y Cuaternario (Holoceno) presentando una alta heterogeneidad espacial producto tanto del relieve como del microrelieve (Lugo 1999, Bautista-Zuñiga *et al.* 2002, Bautista-Zuñiga *et al.* 2005), una alta variabilidad en la precipitación a escalas intra e interanual y una temperatura media anual de 25 °C (Harmon *et al.* 1995).

El primer bosque (sitio seco) se encuentra ubicado al norte del estado de Yucatán próximo a Chicxulub pueblo (21°10' N y 89°33'O). El clima de acuerdo con Köppen y modificado por García (2004) corresponde a semiárido con canícula y un periodo de crecimiento vegetal limitado (BS1), temperatura media anual de ~26 °C y precipitación anual de ~ 687 mm teniendo seis meses con precipitación mayor a los 40 mm alcanzando los 117 mm. La estación de lluvias (junio a octubre) presenta dos picos de precipitación, uno en junio y otro en septiembre (CONAGUA 2001; Figura 2). Esta zona pertenece a la región geomorfológica denominada planicie cárstica (< 10 m en elevación). La litología predominante incluye material del Plioceno tardío con numerosas áreas de caliza expuesta, en donde los suelos son principalmente someros (espesores menores a 10 cm de profundidad). Los principales suelos corresponden al grupo de Leptosoles (Flores y Espejel 1994, Ihl *et al.* 2007) con un alto contenido de materia orgánica (~ 35%) y un pH de ~ 7.3 (Campo y Vázquez-Yanes 2004). La vegetación en esta zona corresponde a selva baja caducifolia espinosa (Flores y Espejel 1994) en la cual predomina la familia Leguminosae (Ceccon *et al.* 2003, Trejo y Dirzo 2003). Esta área anteriormente fue usada para plantaciones de henequén (*Agave fourcroydes* Lem.) intercalada con agricultura de roza-tumba y quema, para cultivo de maíz (*Zea mays* L.), conocida en la zona como “milpa” (Flores y Espejel 1994).

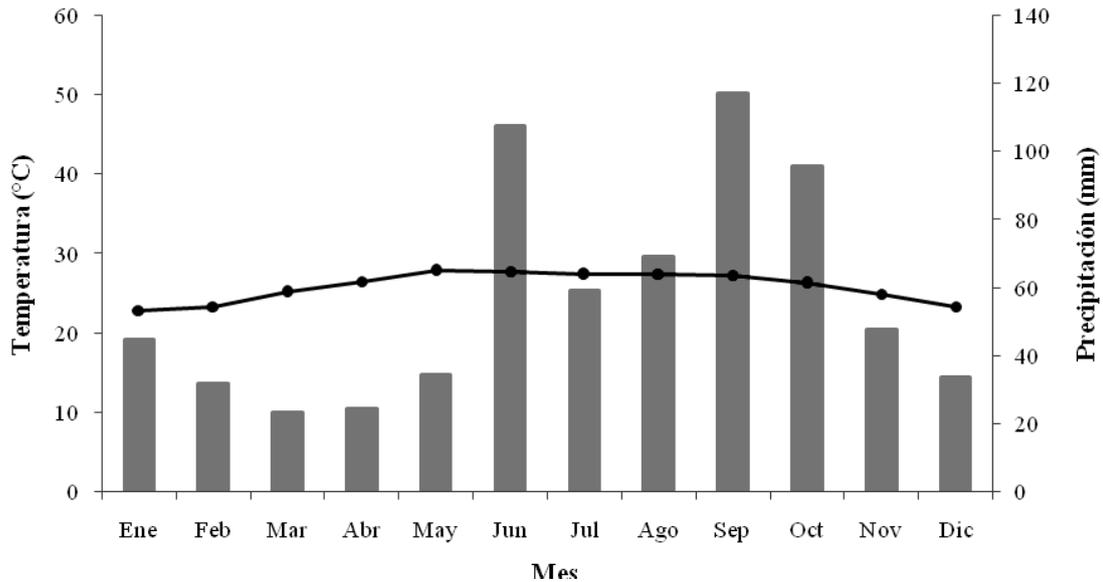


Figura 2. Climograma para el sitio seco (Chicxulub con 687 mm de precipitación anual). En barras se presentan los datos de la precipitación mensual, y en línea la temperatura promedio mensual. Serie de datos correspondientes al periodo de 1971 al 2000. Estación: 00031042 Chicxulub Puerto Progreso. Latitud: 21° 17' 34" N. Longitud: 089° 36' 28" W. Altura: 2.0 msnm.

El segundo sitio (mésico) se encuentra al sur de la Ciudad de Mérida en la localidad denominada Xmatkuil que está ubicada dentro de los terrenos del Campus de Ciencias Biológicas y Agropecuarias de la Universidad Autónoma de Yucatán (20° 51' N y 89° 37' O). El clima según García (2004) corresponde a un cálido subhúmedo con lluvias en verano y sequía intraestival, con cinco meses de crecimiento vegetal (Aw0), una temperatura media anual de ~ 27°C y precipitación anual de ~1050 mm presentando dos picos de precipitación en los meses de julio y septiembre. Seis meses del año la precipitación es superior a los 50 mm de lluvia y alcanza los 170 mm en el mes de septiembre siendo éste el más húmedo (CONAGUA 2001; Figura 3). Esta zona, al igual que Chicxulub, pertenece a la región geomorfológica planicie cárstica caracterizada por la presencia de relieve ligeramente ondulado, que presenta dolinas, valles ciegos y secos, con montículos de uno a 2 m altura y numerosos afloramientos rocosos (Díaz *et al.* 2005). Es una zona de alta heterogeneidad espacial en donde podemos encontrar Leptosoles líticos y Leptosoles mólicos calcáricos (rico en materia orgánica; Bautista-Zuñiga *et al.* 2005). El material parental es una capa de roca calcárea de 1.5 m de espesor, localmente conocida como “laja” (Díaz *et al.* 2005). La vegetación en esta zona corresponde a selva baja caducifolia (Flores y Espejel 1994) en la cual predomina la

familia Leguminosae. Los cambios de uso tradicionales de la tierra son el henequén y pastizal (Lugo 1999).

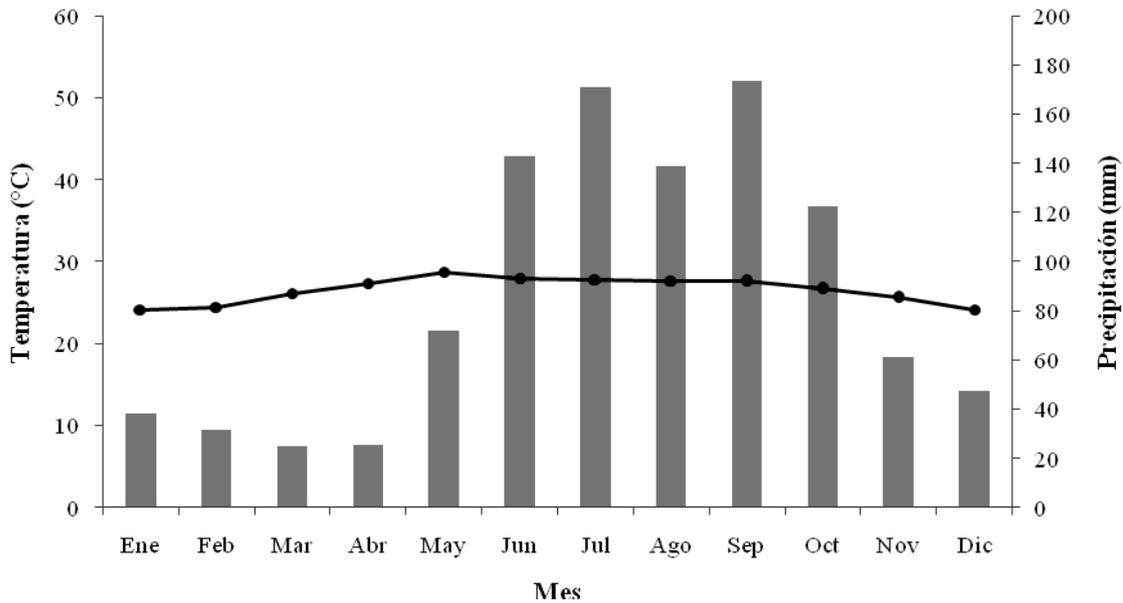


Figura 3. Climograma para el sitio méxico (Xmatkuil con 1050 mm de precipitación anual). En barras se presentan los datos de la precipitación mensual, y en línea la temperatura promedio mensual. Serie de datos correspondientes al periodo de 1971 al 2000. Estación: 00031044 Mérida, Mérida. Latitud: 20° 59' 00" N. Longitud: 089° 38' 00" W. Altura: 22.0 msnm.

El tercero (húmedo), se encuentra al sur del estado en la Unidad de Extensión e Investigación Hobonil (20° 00' N y 89° 00' O) cerca del poblado de Tzucacab. El clima corresponde a cálido subhúmedo con lluvias en verano, el intermedio de los subhúmedos (Aw1) (García 2004), la temperatura media anual es de ~ 26°C y la precipitación anual de ~1193 mm presentando una precipitación de junio a septiembre por arriba de los 170 mm y seis meses por debajo de los 60 mm siendo de noviembre a abril los meses más secos (CONAGUA 2001 y Zamora *et al.* 2008; Figura 4). Esta zona pertenece a la región geomorfológica denominada planicie intermontana (Ihl *et al.* 2007); los suelos corresponden a Leptosoles (con alto contenido de materia orgánica), Cambisoles, Luvisoles y en menor grado Vertisoles y Phaeozems (Bautista-Zuñiga *et al.* 2005, INEGI 1983). La vegetación en esta zona corresponde a selva mediana subcaducifolia (Flores y Espejel 1994) constituida por árboles de 10 a 20 m de altura en la cual predominan las familias Leguminosae, Fabaceae y Rubicaceae entre otras

(Flores y Espejel 1994, Zamora *et al.* 2008). El desmonte de la vegetación natural de ésta región se realizó principalmente para la explotación ganadera.

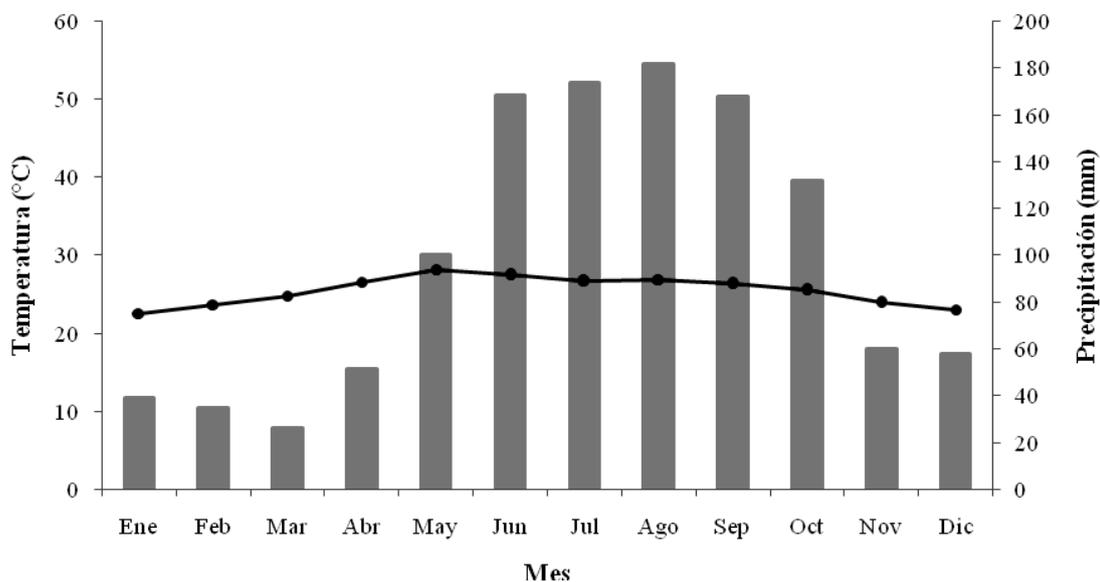


Figura 4. Climograma para el sitio más húmedo (Hobonil con 1193 mm de precipitación anual). En barras se presentan los datos de la precipitación mensual, y en línea la temperatura promedio mensual. Serie de datos correspondientes al periodo de 1971 al 2000. Estación: 00031073 Tzucacab, Tzucacab. Latitud: 20° 04' 14" N. Longitud: 089° 02' 38" W. Altura: 36.0 msnm.

Suelos

Los suelos de la península de Yucatán se desarrollaron sobre roca caliza del Terciario en un típico paisaje cárstico de afloramientos de roca plana y depresiones someras. Generalmente se clasifican en dos grupos: Leptosoles negros, poco profundos en torno a afloramientos de roca, y Rendzinas rojas, más profundas en un relieve más bajo, donde los desechos orgánicos y fragmentos de caliza constituyen una gran porción de la matriz del suelo (Shang y Tiessen 2003). También contienen óxidos metálicos amorfos y minerales secundarios más estables, así como algunas capas de minerales en proporción de 2:1 como son las ilitas (mica), talco, clorita, heredadas de las impurezas que se encuentran en la calcita y dolomita erosionadas (Shang y Tiessen 2003).

Los suelos analizados en este estudio corresponden al grupo de Leptosoles líticos (LPLi) (FAO-ISRIC-SICS 1999) o *Boxlu'um* según la nomenclatura maya (Bautista-Zuñiga *et al.* 2005). Las principales características de estos suelos son un alto contenido de materia orgánica, Ca intercambiable, P y calcita, así como concentraciones menores de

Al₂O₃, halloysita y cuarzo, profundidad de hasta 20 cm, pedregosidad y rocosidad variables asentándose sobre roca calcárea (Bautista-Zuñiga *et al.* 2005).

Los Leptosoles se encuentran distribuidos ampliamente a escala mundial y ocupan una superficie de 16.5 millones de km² (Spaargaren 1994). En México, ocupan alrededor de 467 978 km², equivalentes a 23.96% de la superficie (INEGI 1997). En el estado de Yucatán más del 80% de la superficie corresponde a la unidad Leptosol (Peniche 1994).

Muestreo de suelo

En cada bosque se establecieron ocho transectos paralelos de 50 m de longitud y 5 m entre cada uno. En cada transecto se colectó una muestra de la parte superior del perfil del suelo (0 -10 cm de profundidad), esto es, un total de ocho muestras por bosque. El modo de colecta consistió en parar cada 5 metros sobre el transecto hasta encontrar el tipo de suelo deseado (*i.e.*, Leptosol), esto debido a que estos sitios se caracterizan por poseer una alta heterogeneidad edáfica. Las muestras se tomaron durante dos estaciones: la de lluvias (septiembre del 2007) y la de secas (marzo del 2008), para explorar el efecto de la estacionalidad y del régimen de humedad del suelo al momento del muestreo, sobre las fracciones activas de la MOS. Se obtuvo un total de 24 muestras por estación para el suelo bruto (*i.e.*, suelo en condiciones naturales) y 120 muestras por estación para el suelo fraccionado.

Suelo fraccionado: para la obtención de las fracciones de la MOP se utilizó el método de fraccionamiento por diferencias en tamaño y densidad de partículas (Meijboom *et al.* 1995), el cuál se realizó por triplicado. Meijboom *et al.* (1995) desarrolló este método para separar la MOP en tres fracciones usando una suspensión no tóxica de sílice (Ludox™). Este método separa una fracción de baja densidad (MOP-L, 1.13 g cm⁻³), una intermedia (MOP-I; densidad de 1.13 a 1.37 g cm⁻³) y una pesada (MOP-P; densidad de 1.37 g cm⁻³).

Diseño experimental

El presente estudio se enmarca dentro del proyecto PAPIIT 204107 titulado: “*Efectos potenciales de la disponibilidad de N sobre los flujos de gases de efecto invernadero en el trópico*”, que se desarrolló en la Península de Yucatán bajo la coordinación del Dr. Julio Campo Alves. Para tener una representación del régimen de humedad se seleccionaron tres bosques maduros con base a sus condiciones de precipitación total anual en los sitios de Chicxulub con 687 mm de lluvia anual, Xmatkuil con 1050 mm de lluvia anual y Hobonil con 1193 mm de lluvia anual (que con fines comparativos se denominaron como sitio seco, mésico y húmedo, respectivamente).

2.1. Características fisicoquímicas y textura del suelo

Para determinar las características fisicoquímicas y clase textural del suelo bruto en los diferentes sitios, se tomaron muestras en cada sitio (*i.e.*, seco, mésico y húmedo, respectivamente) en septiembre del 2007 (estación de lluvias) y marzo del 2008 (estación seca). Las muestras de suelo fueron homogeneizadas, tamizadas (malla 2000 μm) y secadas a 105°C para la realización de los análisis en laboratorio.

:

La textura se determinó por el método del hidrómetro (Bouyoucos 1963), el cuál consiste en suspender por agitación una cantidad conocida de suelo en agua por medio de un dispersante químico. Este método consistió en: 1) pesar una submuestra de 50g de suelo tamizado a la cuál se le añadió 100 mL de Calgon al 5% (hexametáfosfato de sodio, cloruro de sodio, bicarbonato de sodio, tripolifosfato de sodio) como dispersante y 1 mL de alcohol octílico para reducir las espuma producida por el Calgon; 2) Se dejó reposar por 24 horas; 3) se batió la muestra en una batidora (Oster ®) por 5 minutos; 4) se vació el contenido en una probeta de 1 L y se aforó a ese volumen. Se agito el suelo y se dejó reposar. Se tomó la primera lectura con el densímetro a los 2 minutos y la segunda lectura después de una hora. El pH del suelo se midió en una submuestra de 10 g que fue mezclada con agua desionizada en una relación suelo:agua 1:2.5 utilizando un potenciómetro Croning (Bates 1959), la densidad aparente por el método de probeta (Baver 1956) y el contenido gravimétrico de agua (CGA) mediante el peso de una submuestra de 10g la que se puso a secar a temperatura de 65°C hasta obtener peso constante.

La variación estacional y entre sitios de estos parámetros medidos fue explorada mediante análisis no paramétricos (Kruskal-Wallis ANOVA) con pruebas de χ -cuadrada *a posteriori* para cada fecha de muestreo (*i.e.*, para la estación de lluvias y secas en cada bosque).

2.2. Efecto de la variación estacional en el C total, N total, C extraíble en agua, CBMS y cociente C/N

Para determinar la variación estacional (*i.e.*, lluvias vs. secas) del C total, N total, C extraíble en agua (COEA, CIEA y CTEA), CBMS y cociente C/N, se usaron las mismas muestras descritas en la sección anterior (numeral 2.1).

C total

La concentración de C total en el suelo bruto y en el suelo fraccionado se analizó mediante procedimientos automatizados (SHIMADZU 5005A).

Las muestras (~ 1g) de suelo fueron secadas en un horno a 105 °C durante 48 h. Para homogeneizar las muestras, el suelo se tamizó a través de una malla 100 μ m con la exclusión previa de material vegetal visible. Antes de la medición se secaron las muestras nuevamente a 105 °C durante 3 horas para reducir el contenido de agua residual, y almacenándose después en desecadores. El C total fue medido con un autoanalizador (SHIMADZU 5005A). El método para medir el C total consistió en la combustión seca (u oxidación por combustión) de la muestra en un horno a 900 °C, el CO₂ emitido fue medido mediante un detector infrarrojo. Se midieron tres replicas de cada muestra.

N total

La concentración de N total del suelo bruto y del suelo fraccionado se determinó mediante la digestión Kjeldahl: 0.2 g de suelo fueron digeridos con 5 mL de H₂SO₄ concentrado y 1g de mezcla digestora (mezcla con relación 10:1 de K₂SO₄ y Cu₂SO₄, respectivamente) en tubos de 250 mL a 375 °C durante 180 minutos. Una vez digerida la muestra, se aforó a 250 mL con agua destilada, se agitó y se filtró la solución con papel filtro Whatman #1. El filtrado fue almacenado en viales (tubos de ensayo) hasta su medición. Las digestiones y los estándares fueron analizados colorimétricamente (detección en un espectro de 660 nm) usando un análisis de fluido continuo (CFA, por

sus siglas en inglés) mediante el empleo de un Autoanalizador II AA de N y P (Technicon Industrial Systems, 1977).

Cociente C/N

El cociente C/N se calculó mediante la diferencia del cociente de la concentración promedio del C total sobre la concentración promedio del N total, para cada sitio (*i.e.*, seco, mésico y húmedo, respectivamente).

C extraíble en agua

La concentración del C inorgánico extraíble en agua (CIEA), C orgánico extraíble en agua (COEA) y el C total extraíble en agua (CTEA) se determinó mediante la extracción con H₂O desionizada (relación suelo:agua 1:5) después de agitar 1h y filtrar primero con papel Wathman #1 y luego en membranas Millipore® (45 µm) al vacío; el extracto obtenido se leyó por procedimientos automatizados (SHIMADZU 5005A), de esta forma la muestra del extracto se calcina a 680 °C y el CO₂ resultante se mide con un detector infrarrojo (SHIMADZU 5005A).

C en la biomasa microbiana del suelo

La concentración de CBMS fue determinada por los métodos cloroformo-fumigación-extracción en muestras de suelo fresco (Vance *et al.* 1987). Cada submuestra (10 g) fumigada y su respectivo testigo no fumigado fue incubada durante 24 horas a 25°C. Se extrajo el C microbiano tanto de las muestras fumigadas como de las no fumigadas con 0.5 M de K₂SO₄, después de agitar el suelo con 50 ml del reactivo y el sobrenadante se filtró a través de papel Wathman # 42 y se midió la concentración de C en solución en forma automatizada (SHIMADZU 5005A). Las concentraciones de C en los extractos no fumigados fueron sustraídas de la concentración del extracto fumigado. Para estimar el C microbiano equivalente se utilizó el factor de conversión $K_c = 0.45$ (Vance *et al.* 1987).

Una vez determinadas las variables anteriores en laboratorio, los datos recabados se sometieron a un análisis no paramétrico (Kruskal-Wallis ANOVA) con pruebas de χ^2 -cuadrada *a posteriori* para cada fecha de muestreo, para así someterlos a una prueba de hipótesis.

2.3. Efecto de la variación estacional en la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo

Para determinar la variación estacional de la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo (CO_2), se usaron las muestras descritas en el numeral 2.1.

Para medir la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo (CO_2) una submuestras de 50 g de cada muestra de suelo fue incubada en cámaras bajo condiciones de temperatura y humedad (25°C , por 35 días a capacidad de campo) constantes. Las muestras de suelo se dispusieron en recipientes de vidrio de 700 mL, sellados y se llevaron a capacidad de campo la que fue mantenida gravimétricamente en cada medición. El CO_2 producido fue capturado en 10 ml de NaOH 1M colocado en un matraz pequeño dentro del recipiente (previa precipitación del carbonato con 10 ml de BaCl_2 2.5M) y determinado por titulación del exceso de NaOH con HCl 0.5M. Durante la primera semana se hicieron lecturas los días 1, 2, 3, 5 y 7, finalmente en las siguientes 4 semanas se hicieron lecturas cada 7 días.

CO₂ estandarizado (CO₂ e)

El CO_2 estandarizado ($\text{CO}_2 e$) se midió mediante la diferencia del cociente del CO_2 sobre la concentración del C total, es decir, la concentración promedio de CO_2 en cada sitio (*i.e.*, seco, mésico y húmedo, respectivamente) se dividió entre la concentración promedio de C total.

Coefficiente metabólico (qCO₂)

El coeficiente metabólico ($q\text{CO}_2$) se calculó mediante la diferencia del cociente del CO_2 sobre la concentración del CBMS.

La existencia del efecto de la estacionalidad de las lluvias sobre la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo se probó mediante análisis de varianza ANOVA (factorial) con pruebas Tukey *a posteriori* para cada fecha de muestreo, para finalmente someterla a una prueba de hipótesis.

2.4. Efecto de la variación estacional en la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS

Para evaluar la variación estacional en la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS, se usaron las mismas muestras descritas en el numeral 2.1.

Para realizar el fraccionamiento de la MOS, una submuestra de suelo (100 g) fresco (sin secar a 105°C) fue homogeneizada y lavada con agua corriente a través de un tamiz (malla 150 μm) hasta que el agua se hiciera clara, para que de esta forma se destruyeran todos los macroagregados. Posteriormente, el material presente en el tamiz fue pasado a un recipiente con agua (~3 L) siendo agitado para así separar el material orgánico (MOP) del material mineral (FP $\geq 150 \mu\text{m}$) mediante decantación. El proceso de agitado y decantación se repitió varias veces hasta que no quedaran partículas orgánicas visibles en la fracción mineral. La FP $\geq 150 \mu\text{m}$ fue separada y secada. La fracción orgánica recuperada fue vaciada en un recipiente pequeño con una malla de 150 μm al fondo y paredes de 10 cm de alto. El recipiente que contiene el material orgánico fue colocado en la suspensión de sílice (Ludox™) con una densidad de 1.37 g cm⁻³ y fue mezclada varias veces. La fracción flotante fue recogida y colocada en un recipiente similar que fue puesta en la suspensión con una densidad de 1.13 g cm⁻³. Este material también se separó en fracciones flotantes y sedimentadas. En ambas suspensiones la mezcla se repitió varias veces hasta que la cantidad de material flotante fue ínfima. Finalmente se obtuvieron tres fracciones, una fracción ligera (MOP-L) con una densidad de < 1.13 g cm⁻³, una intermedia (MOP-I) de 1.13 a 1.37 g cm⁻³ y una pesada (MOP-P) con una densidad > 1.37 g cm⁻³. Finalmente, las tres fracciones fueron lavadas con agua corriente y secadas. En promedio las muestras de MOP fueron conservadas en la suspensión durante 10 minutos.

Una vez determinadas las fracciones en laboratorio, los datos obtenidos se midieron mediante análisis no paramétricos (Kruskal-Wallis ANOVA) con pruebas de χ -cuadrada *a posteriori* para cada fecha de muestreo, sometiéndolos así a una prueba de hipótesis.

2.5. Efecto del régimen de humedad en la distribución del C total, N total, CBMS, C extraíble en agua y cociente C/N

Para determinar el efecto del régimen de humedad sobre el C total, N total, CBMS, C extraíble en agua y cociente C/N, se tomaron los datos obtenidos en el numeral 2.2 y se midieron mediante análisis no paramétricos (Kruskal-Wallis ANOVA) con pruebas de χ -cuadrada *a posteriori* para cada fecha de muestreo, para así someterlos a una prueba de hipótesis.

2.6. Efecto del régimen de humedad en la distribución de la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo

Para medir el efecto del régimen de humedad sobre la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo, se tomaron los datos obtenidos en el numeral 2.3 y se determinaron mediante análisis de varianza ANOVA (factorial) con pruebas Tukey *a posteriori* para cada fecha de muestreo, para finalmente someterla a una prueba de hipótesis.

2.7. Efecto del régimen de humedad en la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS

Para evaluar el efecto del régimen de humedad sobre la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS, se tomaron los datos obtenidos en el numeral 2.4 y se calcularon mediante análisis no paramétricos (Kruskal-Wallis ANOVA) con pruebas de χ -cuadrada *a posteriori* para cada fecha de muestreo, para así someterlos a una prueba de hipótesis.

3. Resultados

3.1. Sitio seco (687 mm de lluvia anual, Chicxulub)

Características fisicoquímicas y textura del suelo

Suelo bruto. La distribución del tamaño de partículas indica que el suelo es de textura franco-arenosa (Tabla 1). El pH y el contenido gravimétrico de agua (CGA) del suelo fueron mayores en la estación de lluvias que en la de secas; mientras que su densidad no varió con la estacionalidad de las lluvias (Tabla 2).

Efecto de la variación estacional en el C total, N total, C extraíble en agua, CBMS y cociente C/N

La concentración de C total y de N total y, el cociente C/N en el suelo no variaron con la fecha de muestreo (Figura 5a-c). En contraste, las concentraciones de C extraíble en agua (*i.e.*, CIEA, COEA y CTEA) fueron mayores (*i.e.*, ~30%, ~3 veces y ~2 veces, respectivamente) en los suelos colectados en la estación seca que en aquellos colectados en la de lluvias (Figura 6a-c). En la estación de lluvias 30% del CTEA estuvo representado por el CIEA y el restante 70% correspondió al COEA. En la estación de secas la participación relativa del CIEA al CTEA cayó a 18% y, por tanto, el COEA representó más del 80% del C extraíble en la muestra de suelo. La concentración de CBMS fue mayor (*i.e.*, ~2 veces) en los suelos colectados en la estación seca que en aquellos colectados en la de lluvias (Figura 6d).

Efecto de la variación estacional en la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo

La mineralización potencial de la materia orgánica del suelo (CO_2) y su valor estandarizado por la concentración total de C en el suelo ($\text{CO}_2 e$) no variaron con la estacionalidad de las lluvias (Figura 7a y b). En cambio, el coeficiente metabólico ($q\text{CO}_2$) fue mayor (*i.e.*, ~5 veces) en las muestras colectadas durante la estación de lluvias respecto a las colectadas en la estación de secas (Figura 7c).

Efecto de la variación estacional en la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS

Suelo fraccionado. La masa de suelo (%) correspondiente a las fracciones de la materia orgánica particulada intermedia y pesada (MOP-I y MOP-P, respectivamente) y a la fracción pesada ($FP \geq 150 \mu\text{m}$) fue menor (*i.e.*, ~80, ~65 y ~30%, respectivamente) en la estación de lluvias que en la de secas (Tabla 3). En contraste, la fracción menor de $150 \mu\text{m}$ ($FP < 150 \mu\text{m}$), calculada como la diferencia de la masa entre el suelo bruto y la suma de las masas correspondientes a las fracciones de la MOP (*i.e.*, MOP-L+MOP-I+MOP-P), fue mayor (*i.e.*, ~30%) en la estación de lluvias. La fracción de menor densidad de la MOP (*i.e.*, la MOP-L) no varió con la estacionalidad de las lluvias.

La concentración de C total (%) en las fracciones del suelo generalmente varió con la estacionalidad de las lluvias (Tabla 4). Las fracciones de la MOP (L, I y P) colectadas en la estación de lluvias presentaron mayor (*i.e.*, ~9, ~11 y ~18%, respectivamente) concentración de C que las colectadas en la estación de secas. La concentración de C en la $FP \geq 150 \mu\text{m}$ no varió con la estacionalidad de las lluvias.

La masa de C total (gC kg^{-1} suelo) contenida en cada fracción, estimada a partir del producto de la concentración de C en la fracción por la masa de suelo en la misma fracción, generalmente varió con la estacionalidad de las lluvias reflejando los cambios que ocurren en la masa del suelo (Tabla 4). Así, las masas de C de las muestras colectadas en la estación de lluvias en las fracciones de la MOP-I, MOP-P y la $FP \geq 150 \mu\text{m}$ fueron menores (*i.e.*, ~80, ~60 y ~30%, respectivamente) que las colectadas en la estación de secas. Las fracciones de la MOP-L y la $FP < 150 \mu\text{m}$ no variaron con la estacionalidad de las lluvias.

La concentración de N total (%) en las fracciones de la MOP-I y MOP-P siguió el mismo patrón temporal que la del C total, siendo menor (*i.e.*, ~15 y ~20%, respectivamente) en las muestras de la estación seca que en las de la estación lluviosa (Tabla 5). En cambio, la concentración de N total en las fracciones de la MOP-L y la $FP \geq 150 \mu\text{m}$ del suelo no varió con la estacionalidad de las lluvias.

La masa de N total (gN kg^{-1} suelo) en las fracciones de la MOP-I y la MOP-P fue mayor (*i.e.*, ~80 y ~50%, respectivamente) en la estación de secas que en la de lluvias (Tabla 5). En contraste, la masa de N total en la FP < 150 μm , fue mayor (*i.e.*, ~40%) en la estación de lluvias que en la estación de secas. Por otro lado, la masa de N en las fracciones de la MOP-L y la FP $\geq 150 \mu\text{m}$ no varió con el tiempo de muestreo.

El cociente C/N en las fracciones del suelo no varió de forma significativa con la estacionalidad de las lluvias (Tabla 6).

3.2. Sitio méxico (1050 mm de lluvia anual, Xmatkuil)

Características fisicoquímicas y textura del suelo

Suelo bruto. La distribución del tamaño de partículas indica que el suelo es de textura franco-arenosa (Tabla 1). El pH y el CGA del suelo fueron mayores en la estación de lluvias que en la de secas; por otro lado, la densidad no varió con la estacionalidad de las lluvias (Tabla 2).

Efecto de la variación estacional en el C total, N total, C extraíble en agua, CBMS y cociente C/N

La concentración de C total y de N total y, el cociente C/N en el suelo no variaron con la fecha de muestreo (Figura 5a-c). En contraste, las concentraciones de COEA y CTEA fueron mayores (*i.e.*, ~2 veces y ~2 veces, respectivamente) en los suelos colectados en la estación seca que en aquellos colectados en la de lluvias (Figura 6b y c). Por otro lado, el CIEA no presentó diferencias estacionales (Figura 6a). En la estación de lluvias 31% del CTEA estuvo representado por el CIEA y el restante 69% correspondió al COEA. Para la estación seca el CIEA desciende al 15% aumentando entonces el COEA al 85% del C extraíble en la muestra de suelo. La concentración de CBMS no varió de forma significativa con la estacionalidad de las lluvias (Figura 6d).

Efecto de la variación estacional en la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo

La mineralización potencial de la materia orgánica del suelo (CO_2), su valor estandarizado ($\text{CO}_2 e$) y el coeficiente metabólico ($q\text{CO}_2$), no variaron con la estacionalidad de las lluvias (Figura 7a-c).

Efecto de la variación estacional en la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS

Suelo fraccionado. La masa de suelo (%) correspondiente a las fracciones de la MOP-L, MOP-I, MOP-P y la $\text{FP} \geq 150 \mu\text{m}$ fue menor (*i.e.*, ~50, ~70, ~50 y ~40%, respectivamente) en las muestras colectadas en la estación de lluvias que en la de secas (Tabla 3); y por ello la masa correspondiente a la $\text{FP} < 150 \mu\text{m}$ fue mayor (*i.e.*, ~40%) en la estación de lluvias respecto a la estación seca.

La concentración de C total (%) en las fracciones del suelo generalmente varió con la estacionalidad de las lluvias (Tabla 4). Las fracciones de la MOP (*i.e.*, L, I, y P) colectadas en la estación de lluvias presentaron mayor (*i.e.*, ~8, ~6 y ~20%, respectivamente) concentración de C que las colectadas en la estación de secas. En cambio, la concentración de C en la $\text{FP} \geq 150 \mu\text{m}$ no varió con la estacionalidad de las lluvias.

La masa de C total (gC kg^{-1} suelo) varió con la estacionalidad de las lluvias reflejando los cambios que ocurren en la masa del suelo, es decir, la masa de C en las fracciones de la MOP (*i.e.*, L, I y P) y la $\text{FP} \geq 150 \mu\text{m}$ fue menor (*i.e.*, ~40, ~70, ~40 y ~40%, respectivamente) en las muestras colectadas en la estación de lluvias que en la de secas (Tabla 4). Caso contrario ocurrió en la $\text{FP} < 150 \mu\text{m}$ siendo mayor (*i.e.*, ~30%) en la estación de lluvias respecto a la estación seca.

La concentración de N total (%) en las fracciones del suelo correspondientes a la MOP (*i.e.*, L, I y P) y la FP $\geq 150 \mu\text{m}$ no varió con la estacionalidad de las lluvias (Tabla 5).

La masa de N total (gN kg^{-1} suelo) en las fracciones de la MOP-I, MOP-P y la FP $\geq 150 \mu\text{m}$ fue menor (*i.e.*, ~70, ~40 y ~40%, respectivamente) en las muestras colectadas en la estación de lluvias que en la de secas (Tabla 5). Caso contrario ocurrió en la FP $< 150 \mu\text{m}$ siendo mayor (*i.e.*, ~50%) en la estación de lluvias respecto a la estación seca. La masa de N en la fracción de la MOP-L no varió con la estacionalidad de las lluvias.

El cociente C/N en las fracciones del suelo no varió de forma significativa con la estacionalidad de las lluvias (Tabla 6).

3.3. Sitio húmedo (1193 mm de lluvia anual, Hobonil)

Características fisicoquímicas y textura del suelo

Suelo bruto. La distribución del tamaño de partículas indica que el suelo es de textura franco arcillo-arenosa (Tabla 1). El CGA del suelo fue mayor en la estación de lluvias que en la de secas; por otro lado, la densidad y el pH no variaron con la estacionalidad de las lluvias (Tabla 2).

Efecto de la variación estacional en el C total, N total, C extraíble en agua, CBMS y cociente C/N

La concentración de C total y de N total y, el cociente C/N en el suelo no varió con la fecha de muestreo (Figura 5a-c). En contraste, las concentración de COEA y CTEA fue mayor (*i.e.*, ~4 veces y ~2 veces, respectivamente) en los suelos colectados en la estación seca que en aquellos colectados en la de lluvias (Figura 6b y c). Por otro lado, el CIEA no presentó diferencias estacionales (Figura 6c). En la estación de lluvias 36% del CTEA estuvo representado por el CIEA y el restante 64% correspondió al COEA. Para la estación seca el CIEA desciende al 16% aumentando entonces el COEA al 84% del C extraíble en la muestra se suelo. La concentración de CBMS fue mayor (*i.e.*, ~60%) en la estación de lluvias que en la de secas (Figura 6d).

Efecto de la variación estacional en la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo

La mineralización potencial de la materia orgánica del suelo (CO_2) y su valor estandarizado ($\text{CO}_2 e$) no variaron con la estacionalidad de las lluvias (Figura 7a y b). En contraste, el coeficiente metabólico ($q\text{CO}_2$) fue menor (*i.e.*, ~60%) en las muestras colectadas durante la estación de lluvias respecto a las colectadas en la estación seca (Figura 7c).

Efecto de la variación estacional en la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS

Suelo fraccionado. La masa de suelo (%) correspondiente a las fracciones de la MOP-I, MOP-P y la $\text{FP} \geq 150 \mu\text{m}$ fue menor (*i.e.*, ~60, ~50 y ~40%, respectivamente) en la estación de lluvias que en la de secas (Tabla 3). Así, la $\text{FP} < 150 \mu\text{m}$, fue mayor (*i.e.*, ~40%) en la estación de lluvias. La fracción de menor densidad de la MOP (*i.e.*, la MOP-L) no varió con la estacionalidad de las lluvias.

La concentración de C total (%) en las fracciones del suelo generalmente varió con la estacionalidad de las lluvias (Tabla 4). Las fracciones de la MOP (*i.e.*, L, I, y P) colectadas en la estación de lluvias presentaron mayor (*i.e.*, ~10, ~8 y ~30%, respectivamente) concentración de C que las colectadas en la estación de secas. La $\text{FP} \geq 150 \mu\text{m}$ no varió con la estacionalidad de las lluvias.

La masa de C total (gC kg^{-1} suelo) varió con la estacionalidad de las lluvias reflejando los cambios que ocurren en la masa del suelo (Tabla 4). Así, las fracciones de la MOP-I, MOP-P y la $\text{FP} \geq 150 \mu\text{m}$ colectadas en la estación de lluvias presentaron menor (*i.e.*, ~60, ~30 y ~30%, respectivamente) concentración de C que las colectadas en la estación de secas. Las fracciones de la MOP-L y la $\text{FP} < 150 \mu\text{m}$ no variaron con la estacionalidad de las lluvias.

La concentración de N total (%) en las fracciones del suelo no varió con la estacionalidad de las lluvias (Tabla 5). En cambio, La masa de N total (gN kg^{-1} suelo)

en la FP < 150 μm fue mayor (*i.e.*, ~50%) en la estación de lluvias que en la estación de secas. Por otro lado, la masa de N en las fracciones de la MOP-I, MOP-P y la FP \geq 150 μm fue menor (*i.e.*, ~60, ~50 y ~30%, respectivamente) en la estación de lluvias que en la de secas. La masa de N en la fracción de la MOP-L no varió con el tiempo de muestreo.

El cociente C/N en las fracciones del suelo no varió de forma significativa con la estacionalidad de las lluvias (Tabla 6).

3.4. Patrones Regionales

Características fisicoquímicas y textura del suelo

Suelo bruto. El suelo correspondiente al sitio seco como al méxico presentó un porcentaje de arenas, limos y arcillas similar, mientras que en el sitio húmedo el porcentaje de arenas disminuye y el de arcillas aumenta (Tabla 1). Para la estación de lluvias, el pH del suelo fue mayor en el sitio méxico (1050 mm) que en el húmedo (1193 mm); el sitio seco (687 mm) no presentó diferencias. La densidad fue mayor en el sitio húmedo que en el méxico y seco. El CGA fue mayor en el sitio seco que en el méxico y húmedo. Para la estación de secas, el pH no presentó diferencias entre sitios. La densidad fue mayor en el sitio méxico y húmedo que en el seco. Por otro lado, el CGA fue mayor en el sitio seco que en el méxico y húmedo (Tabla 2).

Efecto del régimen de humedad en la distribución del C total, N total, CBMS, C extraíble en agua y cociente C/N

La concentración de C total en el suelo presentó diferencias significativas entre sitios durante la estación de lluvias y la de secas; siendo menor conforme aumentó la precipitación anual; para la estación de lluvias, una disminución de ~35% del sitio seco al húmedo (687 mm > 1193 mm); en la estación seca con una disminución de ~40% del sitio seco al húmedo. El sitio méxico (1050 mm) no presentó diferencias con las dos anteriores (Figura 5a).

La concentración de N total fue mayor en el sitio seco que en los restantes dos (*i.e.*, ~30% mayor que el sitio mésico y húmedo en la estación de lluvias; para la estación seca ~20% mayor que el sitio mésico y ~30% que el húmedo; Figura 5b).

El cociente C/N presentó diferencias significativas entre sitios sólo durante la estación de lluvias, donde fue ~13% mayor el sitio mésico respecto al seco y ~15% mayor el sitio mésico respecto al húmedo (Figura 5c).

Las concentración de C extraíble en agua (*i.e.*, CIEA, COEA y CTEA) no presentó diferencias significativas entre sitios (Figura 6a-c). La concentración de CBMS no presentó diferencias significativas entre sitios en la estación de lluvias; sin embargo, durante la estación seca fue ~60% mayor en el sitio seco respecto al mésico y ~80% mayor respecto al húmedo (Figura 6d).

Efecto del régimen de humedad en la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo

La mineralización potencial de la materia orgánica del suelo (CO_2) no varió de forma significativa entre sitios (Figura 7a). En contraste, su valor estandarizado ($\text{CO}_2 e$) y el coeficiente metabólico ($q\text{CO}_2$) fueron mayores (*i.e.*, ~40 y ~80%, respectivamente) en el sitio húmedo comparado con el sitio seco durante la estación seca (Figura 7b y c).

Efecto del régimen de humedad en la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS

Suelo fraccionado. La masa de suelo (%) correspondiente a las fracciones de la MOS no presentó diferencias significativas en la estación de lluvias (Tabla 3). Durante la estación seca, la masa de suelo en las fracciones de la MOP-I, la MOP-P y la FP < 150 μm , fue mayor en el sitio seco respecto al mésico y al húmedo (*i.e.*, ~25% en relación al sitio mésico y ~40% en relación al sitio húmedo, ~30% en relación al mésico y ~20% en relación al húmedo, ~25% en relación al mésico y ~20% en relación al húmedo, respectivamente). En cambio, la fracción de la MOP-L fue ~45% menor en el sitio húmedo respecto al seco y ~50% menor respecto al mésico. Por último, la FP \geq 150 μm fue ~20% menor en el sitio seco respecto al sitio mésico y húmedo.

La concentración de C total (%) del suelo en las muestras colectadas en la estación de lluvias indica que la fracción de la MOP-L fue ~5% menor en el sitio méxico respecto al seco y al húmedo; esta concentración en las fracciones de la MOP-I y la MOP-P no presentó diferencia entre sitios; en la FP $\geq 150 \mu\text{m}$ fue ~30% mayor en el sitio seco respecto al méxico y ~35% mayor respecto al húmedo (Tabla 4). Durante la estación seca, la concentración de C total en la fracción de la MOP-L fue ~5% mayor en el sitio seco respecto al méxico y húmedo, la fracción de la MOP-I no presentó diferencias entre sitios, la fracción de la MOP-P fue ~20% mayor en el sitio seco respecto al húmedo, finalmente la concentración de C total en la FP $\geq 150 \mu\text{m}$ fue ~30% mayor en el sitio seco respecto al méxico y ~40% respecto al húmedo.

La masa de C total (gC kg^{-1} suelo) de suelo en las fracciones de la MOP (*i.e.*, L, I y P) no varió entre sitios en las muestras colectadas en la estación de lluvias (Tabla 4). En cambio, esta masa en la FP $\geq 150 \mu\text{m}$ fue ~20% mayor en el sitio seco respecto al méxico y ~25% mayor respecto al húmedo. En la misma estación, la masa de C total en la FP $< 150 \mu\text{m}$ fue ~40% mayor en el sitio seco respecto al húmedo y ~30% mayor en el sitio méxico respecto al húmedo. Durante la estación seca, la masa de C en la fracción de la MOP-L fue ~50% mayor en el sitio seco respecto al húmedo y la fracción de la MOP-I fue ~30% mayor en el sitio seco respecto al húmedo; la fracción de la MOP-P fue ~30% mayor en el sitio seco respecto al méxico y húmedo. Por último, la masa de C en la FP $\geq 150 \mu\text{m}$ fue ~30% mayor en el sitio seco respecto al húmedo y ~20% mayor en el sitio méxico respecto al húmedo; la FP $< 150 \mu\text{m}$ fue ~45% mayor en el sitio seco respecto al húmedo y ~20% mayor en el sitio méxico respecto al húmedo

La concentración de N total (%) en las fracciones de la MOP-L, MOP-I y la MOP-P durante la estación de lluvias mostró diferencias entre sitios, siendo mayor en el sitio seco (*i.e.*, ~15%, ~20% y ~30%, respectivamente) respecto al húmedo (Tabla 5). Esta concentración en la FP $\geq 150 \mu\text{m}$ fue ~40% mayor en el sitio seco respecto al méxico. En las muestras colectadas durante la estación seca las fracciones de la MOP-L, MOP-I y la FP $\geq 150 \mu\text{m}$ no presentaron diferencias significativas entre sitios. En cambio, la concentración de N total en la fracción de la MOP-P fue ~20% mayor en el sitio seco y méxico respecto al húmedo.

Durante la estación de lluvias la masa de N total (gN kg^{-1} suelo) del suelo en las fracciones de la MOP-L y la MOP-I no presentó diferencias significativas entre sitios. (Tabla 5). En cambio, la fracción de la MOP-P fue ~15% mayor en el sitio seco respecto al mésico y ~40% mayor en el sitio seco respecto al húmedo, la FP $\geq 150 \mu\text{m}$ fue ~30% mayor en el sitio seco respecto al mésico. Por último, la masa de N total en la FP $< 150 \mu\text{m}$ fue ~45% mayor en el sitio seco respecto al húmedo. Durante la estación seca, la masa de N total en las fracciones de la MOP-L y la FP $\geq 150 \mu\text{m}$ no presentó diferencias significativas entre sitios. En cambio, la masa de N total en la fracción de la MOP-I fue ~50% mayor en el sitio seco respecto al húmedo y ~25% mayor en el sitio mésico respecto al húmedo; la FP $< 150 \mu\text{m}$ fue ~50% mayor en el sitio seco respecto al húmedo y ~25% mayor en el sitio mésico respecto al húmedo. Por último, la masa de N en la fracción de la MOP-P fue ~30% mayor en el sitio seco respecto al mésico y ~40% mayor el sitio seco respecto al húmedo.

Durante la estación de lluvias el cociente C/N del suelo en la fracción de la MOP-L fue ~12% menor en el sitio seco respecto al sitio húmedo, la fracción de la MOP-I fue ~13% menor en el sitio seco respecto al húmedo (Tabla 6). Este cociente en las fracciones de la MOP-P y la FP $\geq 150 \mu\text{m}$ no presentó diferencias entre sitios. Durante la estación seca no se encontraron diferencias significativas entre sitios para ninguna fracción.

Tabla 1. Textura de los suelos (0 -10 cm de profundidad) en tres sitios de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán.

Textura			
	<u>Lluvia 687 mm año⁻¹</u>	<u>Lluvia 1050 mm año⁻¹</u>	<u>Lluvia 1193 mm año⁻¹</u>
Arenas (%)	74.5 (1.0) a	73.3 (1.4) a	65.8 (2.8) b
Limos (%)	1.0 (0.0) b	1.0 (0.0) b	1.3 (0.5) a
Arcillas (%)	21.7 (1.0) b	23.3 (1.4) b	30.0 (2.4) a
Textura	Franco-arenosa	Franco-arenosa	Franco arcillo-arenosa

Los valores representan medias (± 1 E.E). Letras diferentes indican diferencias significativas ($p < 0.05$) entre sitios (687 mm, 1050 mm y 1193 mm de lluvia anual).

Tabla 2. Características fisicoquímicas de los suelos (0 -10 cm de profundidad) en tres sitios de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán.

	<u>Lluvia 687 mm año⁻¹</u>		<u>Lluvia 1050 mm año⁻¹</u>		<u>Lluvia 1193 mm año⁻¹</u>	
	Estación de lluvias	Estación de secas	Estación de lluvias	Estación de secas	Estación de lluvias	Estación de secas
pH (en H ₂ O)	7.7 1ab (0.05)	7.4 2a (0.04)	7.9 1a (0.03)	7.5 2a (0.04)	7.5 1b (0.04)	7.4 1a (0.02)
Densidad (Mg m ⁻³)	0.60 1b (0.04)	0.53 1b (0.03)	0.66 1b (0.04)	0.66 1a (0.03)	0.74 1a (0.05)	0.66 1a (0.04)
Contenido gravimétrico de agua (%)	41.5 1a (1.8)	30.1 2a (0.9)	36.0 1b (2.2)	19.4 2b (1.3)	35.4 1b (2.2)	21.1 2b (0.9)

Los valores representan medias (± 1 E.E). Números diferentes indican diferencias significativas ($p < 0.05$) entre estaciones (*i.e.*, lluvias vs. secas). Letras diferentes indican diferencias significativas ($p < 0.05$) entre sitios (687 mm, 1050 mm y 1193 mm de lluvia anual).

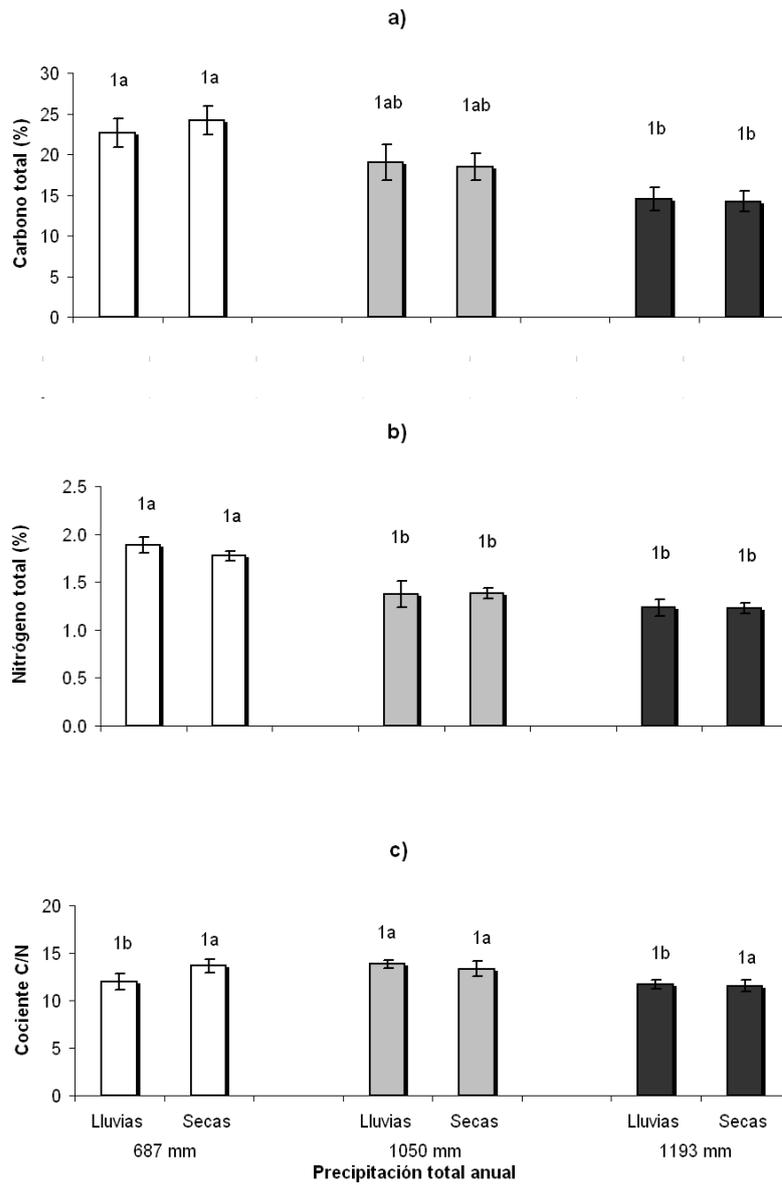


Figura 5.- Concentración de C total (a); N total (b); y cociente C:N (c) en suelos (0 -10 cm de profundidad) de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán. Números diferentes indican diferencias significativas ($p < 0.05$) entre estaciones (*i.e.*, lluvias *vs.* secas) para cada sitio. Letras diferentes indican diferencias significativas ($p < 0.05$) entre sitios (687 mm, 1050 mm y 1193 mm de lluvia anual) para cada estación.

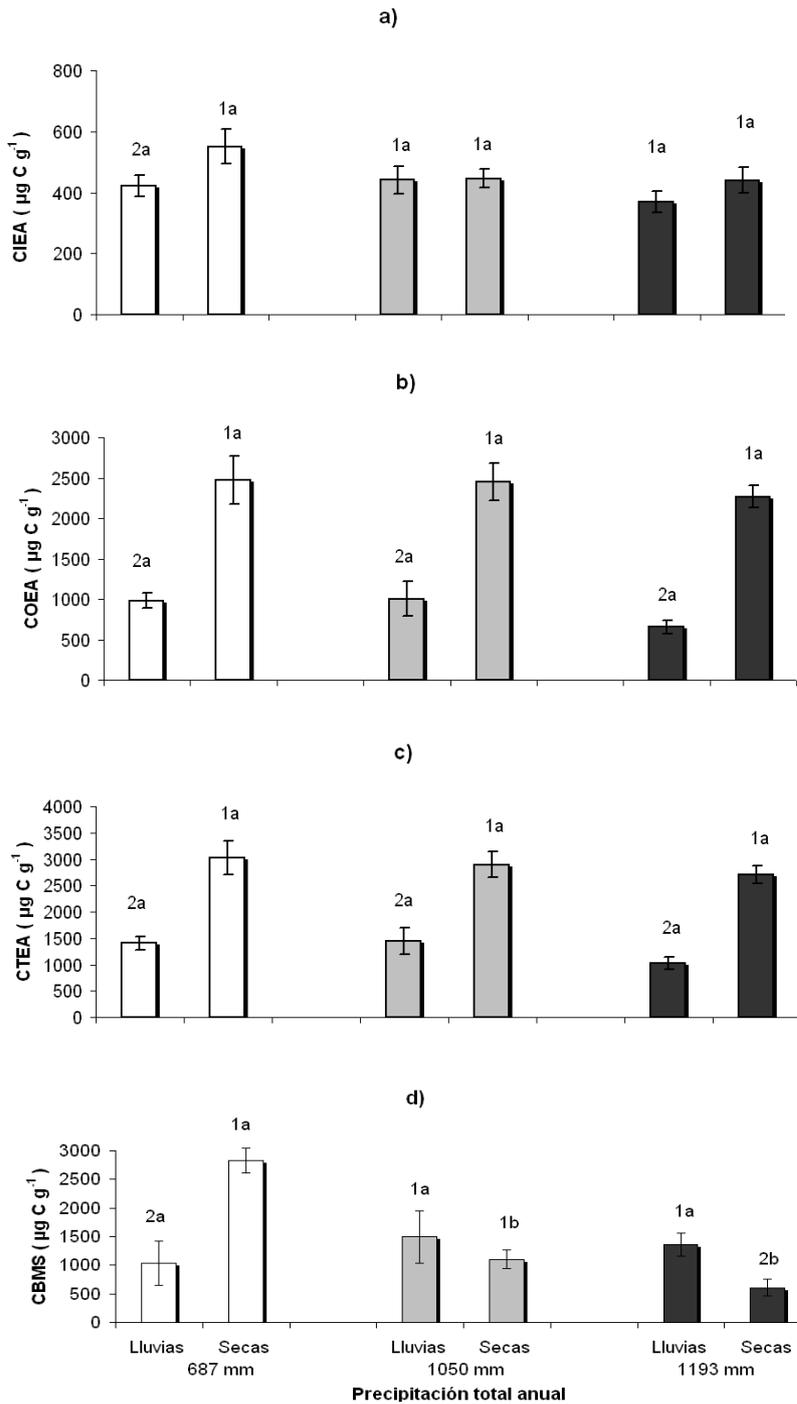


Figura 6. Concentración de C inorgánico extraíble en agua (CIEA) [a]; C orgánico extraíble en agua (COEA) [b]; C total extraíble en agua (CTEA) [c]; y de C en la biomasa microbiana (CBMS) [c] en los suelos (0 -10 cm de profundidad) de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán. Números diferentes indican diferencias significativas ($p < 0.05$) entre estaciones (*i.e.*, lluvias vs. secas) para cada sitio. Letras minúsculas diferentes indican diferencias significativas ($p < 0.05$) entre sitios (687 mm, 1050 mm y 1193 mm de lluvia anual) para cada estación.

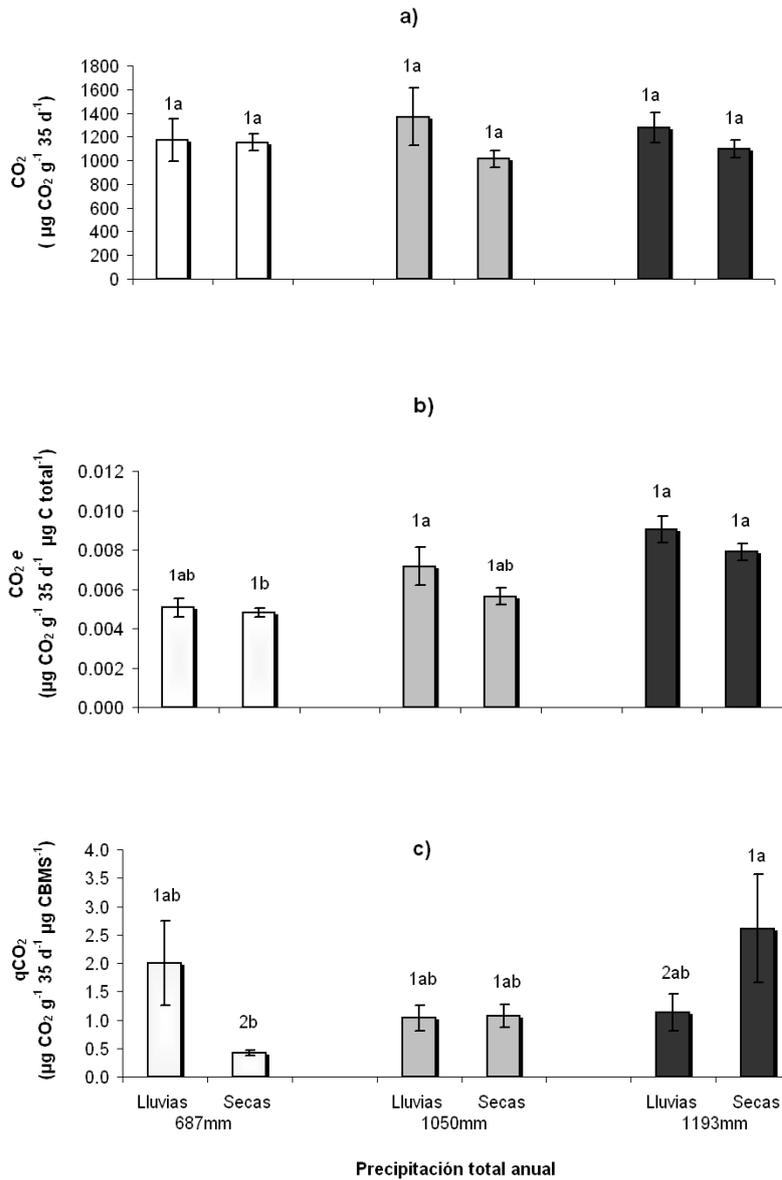


Figura 7. Mineralización potencial de la materia orgánica (CO₂) [a]; CO₂ estandarizado (CO₂ e) [b]; y coeficiente metabólico (qCO₂) [c] en suelos (0 -10 cm de profundidad) de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán. Números diferentes indican diferencias significativas ($p < 0.05$) entre estaciones (*i.e.*, lluvias *vs.* secas) para cada sitio. Letras minúsculas diferentes indican diferencias significativas ($p < 0.05$) entre sitios (687 mm, 1050 mm y 1193 mm de lluvia anual) para cada estación.

Tabla 3. Peso seco en las distintas fracciones de la materia orgánica del suelo en bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán.

		Peso seco (%)					
		<u>Lluvia 687 mm año⁻¹</u>		<u>Lluvia 1050 mm año⁻¹</u>		<u>Lluvia 1193 mm año⁻¹</u>	
Fracción	Tamaño (µm)	Estación de lluvias	Estación de secas	Estación de Lluvias	Estación de secas	Estación de lluvias	Estación de Secas
MOP-L	2000-150	2.59 1a (0.84)	4.24 1a (0.47)	2.31 2a (0.43)	4.36 1a (0.80)	1.47 1a (0.29)	2.28 1b (0.31)
MOP-I	2000-150	0.34 2a (0.08)	1.72 1a (0.22)	0.35 2a (0.07)	1.25 1b (0.20)	0.39 2a (0.08)	0.98 1b (0.16)
MOP-P	2000-150	0.42 2a (0.06)	1.20 1a (0.09)	0.41 2a (0.08)	0.83 1b (0.07)	0.43 2a (0.06)	0.93 1b (0.08)
FP ≥150	2000-150	32.76 2a (1.45)	49.63 1b (1.41)	38.65 2a (3.77)	61.30 1a (1.92)	38.25 2a (3.31)	60.33 1a (1.12)
*FP < 150	< 150	63.90 1a (1.70)	43.22 2a (1.09)	58.28 1a (3.48)	32.25 2b (1.27)	59.47 1a (3.34)	35.48 2b (0.76)

Los datos representan medias (± 1 E.E). Números diferentes indican diferencias significativas ($p < 0.05$) en la estación (*i.e.*, lluvias vs. secas) para cada fracción en un mismo sitio. Letras diferentes indican diferencias significativas ($p < 0.05$) entre sitios (687 mm, 1050 mm y 1193 mm de lluvia anual) para cada fracción en cada estación.

*Estimada como la diferencia entre el peso seco del suelo bruto (100 %) menos el porcentaje correspondiente a la suma de las fracciones de la MOP-L + MOP-I + MOP-P + FP ≥150 µm.

Tabla 4. Concentración (%) y masa (gC kg⁻¹ suelo) de C total en el suelo bruto y en las distintas fracciones de la materia orgánica del suelo en bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán.

		Carbono (%)					
		Lluvia 687 mm año ⁻¹		Lluvia 1050 mm año ⁻¹		Lluvia 1193 mm año ⁻¹	
Suelo bruto / Fracción	Tamaño (µm)	Estación de Lluvias	Estación de secas	Estación de Lluvias	Estación de secas	Estación de Lluvias	Estación de Secas
Suelo bruto	< 2000	22.61 1a (1.75)	24.19 1a (1.79)	19.01 1ab (2.17)	18.48 1ab (1.69)	14.47 1b (1.42)	14.18 1b (1.27)
MOP-L	2000-150	43.95 1a (0.31)	40.14 2a (0.38)	41.53 1b (0.46)	38.17 2b (0.55)	43.34 1a (0.24)	38.62 2ab (0.57)
MOP-I	2000-150	40.94 1a (0.52)	36.61 2a (0.96)	39.22 1a (0.64)	36.74 2a (0.33)	39.29 1a (0.85)	35.90 2a (0.28)
MOP-P	2000-150	34.56 1a (1.76)	28.01 2a (1.36)	32.58 1a (1.16)	25.92 2ab (1.59)	32.49 1a (2.72)	22.28 2b (1.27)
FP ≥150	2000-150	17.69 1a (1.17)	17.77 1a (1.51)	12.16 1b (1.00)	12.47 1b (1.14)	11.22 1b (0.93)	9.94 1b (0.73)
*FP < 150	< 150	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd

Continúa

Continuación Tabla 4.

		Carbono (g C kg⁻¹ suelo)					
Suelo bruto	< 2000	226.05 1a (17.53)	241.90 1a (17.90)	190.13 1ab (21.74)	184.76 1ab (16.86)	144.75 1b (14.18)	141.84 1b (12.66)
MOP-L	2000-150	11.30 1a (3.65)	17.10 1a (2.11)	9.66 2a (1.87)	16.75 1ab (3.43)	6.35 1a (1.23)	8.89 1b (1.34)
MOP-I	2000-150	1.41 2a (0.35)	6.36 1a (0.97)	1.38 2a (0.30)	4.63 1ab (0.82)	1.58 2a (0.35)	3.52 1b (0.64)
MOP-P	2000-150	1.44 2a (0.22)	3.40 1a (0.35)	1.38 2a (0.31)	2.18 1b (0.29)	1.41 2a (0.26)	2.13 1b (0.27)
FP ≥150	2000-150	57.25 2a (2.88)	87.06 1a (5.17)	45.86 2b (4.42)	75.30 1a (4.79)	42.45 2b (5.00)	59.71 1b (4.06)
*FP < 150	< 150	154.64 1a (12.51)	127.99 1a (11.43)	131.85 1a (19.67)	85.90 2a (8.76)	92.95 1b (11.81)	67.59 1b (7.49)

Los datos representan medias (± 1 E.E). Números diferentes indican diferencias significativas ($p < 0.05$) en la estación (*i.e.*, lluvias vs. secas) para cada fracción en un mismo sitio. Letras diferentes indican diferencias significativas ($p < 0.05$) entre sitios (687 mm, 1050 mm y 1193 mm de lluvia anual) para cada fracción en cada estación. Nd= no determinado.

*Estimada como la diferencia entre la masa de suelo bruto (g C kg⁻¹ suelo) menos la masa correspondiente a la suma de la MOP-L + MOP-I + MOP-P + FP ≥150 μm.

Tabla 5. Concentración (%) y masa (gN kg⁻¹ suelo) de N total en el suelo bruto y en las distintas fracciones de la materia orgánica del suelo en bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de régimen de humedad en la Península de Yucatán.

		Nitrógeno (%)					
		<u>Lluvia 687 mm año⁻¹</u>		<u>Lluvia 1050 mm año⁻¹</u>		<u>Lluvia 1193 mm año⁻¹</u>	
Suelo bruto / Fracción	Tamaño (µm)	Estación de lluvias	Estación de secas	Estación de Lluvias	Estación de secas	Estación de lluvias	Estación de secas
Suelo bruto	< 2000	1.89 1a (0.08)	1.77 1a (0.05)	1.37 1b (0.13)	1.38 1b (0.05)	1.23 1b (0.09)	1.23 1b (0.05)
MOP-L	2000-150	2.91 1a (0.09)	2.61 1a (0.15)	2.57 1ab (0.09)	2.67 1a (0.14)	2.51 1b (0.11)	2.54 1a (0.25)
MOP-I	2000-150	3.02 1a (0.11)	2.57 2a (0.20)	2.57 1ab (0.17)	2.42 1a (0.05)	2.43 1b (0.05)	2.30 1a (0.17)
MOP-P	2000-150	3.02 1a (0.16)	2.33 2a (0.16)	2.53 1ab (0.22)	2.25 1a (0.29)	2.10 1b (0.17)	1.79 1b (0.16)
FP ≥150	2000-150	2.20 1a (0.25)	1.94 1a (0.26)	1.35 1b (0.11)	1.35 1a (0.14)	1.51 1ab (0.08)	1.41 1a (0.17)
*FP < 150	< 150	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd

Continúa

Continuación Tabla 5.

		Nitrógeno (g N kg⁻¹ suelo)					
Suelo bruto	< 2000	18.86 1a (0.80)	17.73 1a (0.47)	13.73 1b (1.33)	13.84 1b (0.55)	12.34 1b (0.86)	12.30 1b (0.55)
MOP-L	2000-150	0.78 1a (0.26)	1.10 1a (0.13)	0.59 1a (0.11)	1.19 1a (0.30)	0.37 1a (0.08)	0.55 1a (0.09)
MOP-I	2000-150	0.10 2a (0.03)	0.46 1a (0.09)	0.09 2a (0.02)	0.31 1a (0.06)	0.09 2a (0.02)	0.23 1b (0.05)
MOP-P	2000-150	0.13 2a (0.02)	0.28 1a (0.03)	0.11 2b (0.03)	0.19 1b (0.02)	0.08 2b (0.01)	0.17 1b (0.02)
FP ≥150	2000-150	7.14 1a (0.71)	9.58 1a (1.22)	4.97 2b (0.48)	8.17 1a (0.64)	5.73 2ab (0.61)	8.47 1a (1.01)
*FP < 150	< 150	10.71 1a (1.02)	6.31 2a (1.25)	7.97 1ab (1.56)	3.98 2a (0.53)	6.07 1b (1.03)	2.88 2b (1.04)

Los datos representan medias (± 1 E.E). Números diferentes indican diferencias significativas ($p < 0.05$) en la estación (*i.e.*, lluvias vs. secas) para cada fracción en un mismo sitio. Letras diferentes indican diferencias significativas ($p < 0.05$) entre sitios (687 mm, 1050 mm y 1193 mm de lluvia anual) para cada fracción en cada estación. Nd= no determinado.

*Estimada como la diferencia entre la masa de suelo bruto (g N kg⁻¹ suelo) menos la masa correspondiente a la suma de la MOP-L + MOP-I + MOP-P + FP ≥150 μ m.

Tabla 6. Cociente C/N en el suelo bruto y en las distintas fracciones de la materia orgánica del suelo en bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán.

		Cociente C/N					
		<u>Lluvia 687 mm año⁻¹</u>		<u>Lluvia 1050 mm año⁻¹</u>		<u>Lluvia 1193 mm año⁻¹</u>	
Suelo bruto / Fracción	Tamaño (µm)	Estación de lluvias	Estación de secas	Estación de Lluvias	Estación de secas	Estación de lluvias	Estación de secas
Suelo bruto	< 2000	12.0 1b (0.09)	13.7 1a (0.07)	13.9 1a (0.04)	13.4 1a (0.08)	11.8 1b (0.05)	11.5 1a (0.06)
MOP-L	2000-150	15.2 1b (0.50)	15.6 1a (0.81)	16.3 1ab (0.59)	14.6 1a (0.81)	17.4 1a (0.70)	16.2 1a (1.76)
MOP-I	2000-150	13.6 1b (0.47)	14.8 1a (1.20)	15.7 1ab (1.18)	15.2 1a (0.25)	16.2 1a (0.50)	16.1 1a (1.14)
MOP-P	2000-150	11.5 1a (0.47)	12.1 1a (0.45)	13.6 1a (1.39)	12.4 1a (1.24)	16.4 1a (3.00)	12.9 1a (1.12)
FP ≥150	2000-150	8.6 1a (1.04)	9.8 1a (1.09)	9.2 1a (0.99)	9.3 1a (0.38)	7.5 1a (0.65)	7.6 1a (1.07)

Los datos representan medias (± 1 E.E). Números diferentes indican diferencias significativas ($p < 0.05$) en la estación (*i.e.*, lluvias vs. secas) para cada fracción en un mismo sitio. Letras diferentes indican diferencias significativas ($p < 0.05$) entre sitios (687 mm, 1050 mm y 1193 mm de lluvia anual) para cada fracción en cada estación.

4. Discusión

4.1. Características físicoquímicas y textura del suelo

El pH (7.3-7.8), densidad (0.5-0.6 Mg m⁻³) y clase textural (Franco arenosa, Franco-arcillo arenosa) de los suelos (*i.e.*, Leptosoles) estudiados se encuentran dentro del rango reportado para otros suelos bajo BTES de la Península de Yucatán (Bautista-Zúñiga *et al.* 2002, Bautista-Zúñiga *et al.* 2004, Solís y Campo 2004, Campo *et al.* 2007, Gamboa *et al.* 2008). No se encontraron referencias para comparar los datos del CGA. Las pequeñas diferencias de pH entre las muestras colectadas en distintas épocas se atribuyó a que esta característica fue medida en agua y no en una sal neutra, que amortigua el efecto de las sales que naturalmente se acumulan en el suelo durante la estación seca. La densidad aparente fue, en general baja, lo cual se explica por los altos contenidos de materia orgánica.

La concentración de C total en los suelos se encuentra entre los rangos reportados por Balbontín *et al.* (2009) para muestras de suelos colectadas en la Península de Yucatán y mayor que la reportada por Díaz *et al.* (2005) para suelos de BTES secundarios (13.4 ± 5.9 %) de esa zona y mucho mayores que la reportada por Montañón *et al.* (2007) para suelos bajo BTES ubicados en el occidente de México (2 - 4 %).

La concentración de COS en los suelos estudiados (Tabla 7) es extremadamente alta. Representa aproximadamente más del 90 % del C total del sistema. De hecho la Península de Yucatán es la región del territorio nacional que exhibe los mayores porcentajes de esta variable edáfica (Balbontín *et al.* 2009). Tal circunstancia se atribuye a que los Leptosoles de esta Península se caracterizan por su escasa profundidad, lo cual hace que los residuos de la vegetación se acumulen en la superficie. Los resultados de la presente investigación coinciden con los reportados en la literatura para suelos con BTES, y similares a los reportados por Solís y Campo (2004, COS de 18-21%) y Häfele (2007, COS de 14-17%), pero menores que los consignados por Ceccon *et al.* (2002, COS de 20-28%).

La concentración de N total es consistente con los valores reportados por Solís y Campo (2004), Campo (2007) y Ceccon *et al.* (2002) (1.7 - 2.2 %) para suelos de BTES de Yucatán, y con los valores del cociente C/N (12-14). Estos valores sugieren que existe un mayor potencial de mineralización de la MOS en estos sitios.

La Tabla 8 muestra los porcentajes de CTEA y CBMS con respecto al C total del suelo. Los resultados del CBMS de este estudio demuestran ser consistentes con los reportados en la literatura. La participación del CBMS en el C del suelo se encuentra cercana a la reportada por Brady y Weil (2002) quienes indican valores de 1 a 2% del C total. Por otra parte, el porcentaje de C total que corresponde al CTEA fue un orden de magnitud mayor que el reportado por Jandl y Sollins (1997, 0.05% del C total para suelos bajo bosques templados).

En este estudio, se comprobó que la concentración de C total en las fracciones disminuyó conforme aumentó la descomposición de la MOS (*i.e.*, MOP-L > MOP-I > MOP-P > FP \geq 150 μ m). Este patrón era de esperar (ver Greenland y Ford 1964, Meijboom *et al.* 1995), ya que las fracciones más ligeras consisten en residuos de plantas parcialmente descompuestos que han experimentado pérdida de minerales, y alto cociente C/N y por tanto más accesibles para la biomasa microbiana en comparación con las fracciones pesadas que consisten en complejos órgano-minerales menos accesibles que presentan características de humificación. Sin embargo, en general la concentración de N total no varió entre fracciones de la MOP y sólo parece mayor en la MOP que en la FP \geq 150 μ m. Esta diferencia puede explicarse por el hecho de que la MOP aporta la mayoría del N mineralizable en el suelo (Brady y Weil. 2002). Como consecuencia de ello el indicador de la calidad de la MOS (*i.e.*, cociente C/N) disminuye de un rango de 14.6-17.4 en el material más fresco (*i.e.*, MOP-L) a 7.5-9.8 en la FP \geq 150 μ m. Esta disminución en la relación C/N ha sido reportada por Paustian *et al.* (1992), Brady y Weil (2002) y Six *et al.* (2002), como consecuencia del procesamiento microbiano de la MOS durante la humificación.

4.2. Efecto de la variación estacional en el C total, N total, C extraíble en agua, CBMS y cociente C/N

La concentración de C total y de N total y el cociente C/N en el suelo bruto de los tres sitios (687 mm, 1050 mm y 1193 mm de precipitación anual) no varió con la fecha de muestreo. Esta falta de variación temporal en estas características del suelo también ha sido reportada por García-Oliva *et al.* (2003) para suelos de BTES del occidente de México.

La concentración de C total en el suelo (Tabla 7) fue mayor que la reportada por Maldonado-Montero (V. Maldonado. 2009. Comunicación personal) para suelos de Yucatán bajo BTES secundarios (17.7 unidades \pm 4.0 % para el sitio que recibe 687 mm de lluvia y 14.5 \pm 1.1% para el sitio que recibe 1050 mm de lluvia y 7.0 \pm 0.6 % para el sitio que recibe 1193 mm de lluvia), y muy superior que la reportada para suelos bajo BTES desarrollados sobre material riolítico (Campo *et al.* 2001).

La acumulación de formas solubles de bioelementos en suelos de BTES durante la estación seca ha sido documentada por Campo *et al.* (1998) y Valdespino *et al.* (2009). En este estudio la concentración de C orgánico y de C total extraíble en agua (COEA y CTEA, respectivamente), presentó el mismo patrón en los tres sitios, aumentando durante la estación seca. También la concentración de C inorgánico extraíble en agua (CIEA) fue mayor en la estación de secas que en la de lluvias en el sitio más seco (*i.e.*, 687 mm de precipitación anual). Estos resultados indican la acumulación de formas lábiles de C en el periodo sin lluvias posiblemente debido a la disminución en la actividad de la biomasa microbiana del suelo y a la ausencia de factores de lixiviación. También la concentración de C en la biomasa microbiana del suelo (CBMS), aumentó durante la estación seca en el sitio seco como era esperado, pero disminuyó durante la estación seca del sitio húmedo, sugiriendo una dinámica dependiente de la cantidad de lluvia que recibe el sitio.

4.3. Efecto de la variación estacional en la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo

La mineralización potencial de la materia orgánica del suelo (CO_2) y su valor estandarizado ($\text{CO}_2 e$) en los tres sitios, no varió con la estacionalidad de las lluvias. Ello indica que a pesar de que existe una mayor disponibilidad de C durante la estación seca, esta variación temporal parece no ser suficiente para incrementar la mineralización de la MOS, al menos a corto plazo (*i.e.*, 35 días). Sin embargo, un indicador de la actividad microbiana como es el coeficiente metabólico ($q\text{CO}_2$), disminuyó durante la estación seca en el sitio seco y aumentó durante la estación seca en el sitio húmedo, reflejando las variaciones temporales que ocurren en la concentración de CBMS.

4.4. Efecto de la variación estacional en la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS

La tendencia general de las fracciones de la MOP, en los tres sitios, fue aumentar la masa de C durante la estación seca, a pesar de que la concentración de C en las fracciones disminuyó, reflejando un aumento en las masas de cada fracción durante la estación sin lluvias (Figuras 8-10). Este cambio en las masas podría ser consecuencia de la ausencia de condiciones favorables para la descomposición de la MOP durante la estación seca y de una mayor acumulación de necromasa en el piso forestal. Por otra parte, durante la estación de lluvias hay menos material acumulado, pero el mismo tiene una etiqueta química más rica en carbono. Este mismo patrón fue confirmado en la concentración de N total (Figura 11) en el sitio seco y en la masa de N en todos los sitios (Figura 12). Es importante señalar que el indicador de la de la calidad de la MOS (*i.e.*, cociente C/N) fue temporalmente consistente en todas las fracciones (Figura 13).

4.5. Efecto del régimen de humedad en la distribución del C total, N total, CBMS, C extraíble en agua y cociente C/N

Los resultados de este estudio evidenciaron que la concentración de C total y de N total varió de forma inversa a la cantidad de precipitación en la estación seca y la húmeda. Esta baja disponibilidad de bioelementos en el sitio más húmedo (*i.e.*, 1193 mm de lluvia anual) podría deberse a que una mayor humedad en el suelo estimula la actividad microbiana incrementándose así el consumo de C y de N, siendo éstos de los principales recursos para los microorganismos heterotróficos (Montaño *et al.* 2007). Por otro lado, estos datos también sugieren que conforme aumenta la cantidad de precipitación, aumenta la descomposición de la MOS. Ese aumento podría explicarse de la siguiente forma: el proceso de descomposición bioquímica en el sitio más húmedo empieza con tasas de mineralización aceleradas junto con la síntesis de los nuevos compuestos y la formación de compuestos complejos de metabolitos microbianos, las tasas de descomposición disminuyen a medida que los hidratos de carbono disponibles son agotados y los materiales recalcitrantes como las paredes celulares que predominan en la masa residual total permanecen (Russell 1998).

En este estudio no se pudo comprobar la existencia de efectos del régimen de humedad en la concentración de C extraíble en agua (*i.e.*, COEA, CIEA y CTEA). Sin embargo, sin bien la concentración de CBMS no varió con el régimen de humedad durante la estación de lluvias; fue durante la estación seca cuando la concentración de CBMS resultó ser la mayor en el sitio seco, lo cual es esperable ya que es el sitio con mayor concentración de C total.

4.6. Efecto del régimen de humedad en la mineralización potencial de la materia orgánica del suelo

A pesar de que el sitio seco (*i.e.*, 687 mm de lluvia anual) y en particular durante la estación seca, presentó la mayor concentración de C total y CBMS, durante esta estación presentó menor coeficiente metabólico y menor producción de CO₂ en comparación con el sitio húmedo. Estas diferencias en la producción de CO₂ entre sitios podrían explicarse por que una mayor condición de humedad favorecería el desarrollo de organismos más activos en el sitio más húmedo, una mayor actividad de los mismos

organismos, o tener otro destino como la pérdida por lixiviación (Neff y Asner 2001). Sin embargo, un aspecto que merece mayor investigación.

4.7. Efecto del régimen de humedad en la distribución del C y el N en las fracciones de la MOS

De manera general, la masa de suelo correspondiente a las fracciones de la materia orgánica no presentó diferencias significativas entre sitios en la estación de lluvias. Estos resultados sugieren que no hay efecto del régimen de humedad en la acumulación de la materia orgánica particulada en el suelo para esta estación cuando ocurre mayor actividad de descomposición (Cárdenas y Campo 2007). Sin embargo, durante la estación seca cuando la actividad microbiana es reducida por la falta de agua, la masa de las fracciones de la materia orgánica particulada ligera, intermedia y pesada (MOP-L, MOP-I y MOP-P, respectivamente) y la fracción pesada menor de 150 μm (FP < 150 μm), disminuyó conforme aumentó la humedad del sitio. Esta disminución sugiere que la descomposición de la materia orgánica continúa o es más prolongada en el tiempo en el sitio de mayor humedad como era de esperar.

Durante la estación de lluvias, la concentración de C total y la de N total en el suelo correspondiente a la fracción pesada (FP \geq 150 μm) disminuyó conforme aumentó el régimen de humedad. Este patrón sugiere que el procesamiento de la materia orgánica está asociado a la cantidad de humedad en el sitio independientemente de su nivel de humificación. En esta misma estación, la concentración de N total en las fracciones de la MOP disminuyó de igual forma del sitio seco al húmedo. También, durante la estación seca, la concentración de N total presentó este mismo comportamiento para la fracción de la MOP-P. Esta disminución refleja una mayor tasa de descomposición de la MOS donde hay mayor humedad.

De manera general, la masa de C total y la de N total en las fracciones de la MOS durante la estación seca disminuyó desde el sitio seco al húmedo, sugiriendo un incremento en la descomposición de la MOS en los sitios de mayor humedad. Si bien, durante la estación lluviosa la concentración de C total en las fracciones de la MOP no varió entre sitios, esta concentración en la FP \geq 150 μm disminuyó conforme aumentó

la humedad del sitio, dejando clara la importancia de la variación en humedad como factor regulador de la dinámica de la MOS en estos ecosistemas.

Por último, el cociente C/N en las fracciones de la materia orgánica del suelo presentó un patrón inverso al mencionado en los demás casos, es decir, aumentó del sitio seco al húmedo en las fracciones más lábiles (*i.e.*, MOP-L y la MOP-I) durante la estación lluviosa. Este aumento en las fracciones más lábiles sugiere que el sitio con mayor tasa de descomposición (*i.e.*, 1193 mm de lluvia anual) posee compuestos de alta calidad puesto que se descomponen fácilmente (Mafongoya *et al.* 1998). No así el cociente C/N en la fracción de la MOP-P y la FP $\geq 150 \mu\text{m}$ que no variaron entre sitios. En la estación seca, el cociente C/N no varió con el régimen de humedad.

4.8. Correlaciones del suelo fraccionado

Si bien la correlación de la concentración de C total con la de N total en la fracción de la MOP-L no fue significativa ($R = 0.122$, $p > 0.05$); esta correlación se incrementó y fue significativa en la fracción de la MOP-I ($R = 0.407$, $p < 0.05$), en la MOP-P ($R = 0.531$, $p < 0.05$) y en la FP $\geq 150 \mu\text{m}$ ($R = 0.636$, $p < 0.05$), indicando una mayor correlación entre ambos bioelementos conforme avanza el procesamiento de la materia orgánica del suelo.

La concentración y la masa de CBMS en el suelo bruto se correlacionó de forma positiva con el C total (concentración y masa, respectivamente) presente en la FP $\geq 150 \mu\text{m}$, sugiriendo que es en esta fracción donde se encuentra el mayor reservorio de la biomasa microbiana (Tabla 9). Por otro lado, la mineralización potencial de la MOS presentó una correlación positiva y significativa con la concentración de C presente en las fracciones más procesadas (*i.e.*, MOP-P y FP $\geq 150 \mu\text{m}$), resultado esperable. Esta posible relación, particularmente del CO₂ producido con la concentración de C en la FP $\geq 150 \mu\text{m}$ podría ser también consecuencia de la relación C-CBMS en esta fracción, como fue indicado más arriba. Finalmente, la mineralización potencial de la MOS presentó una correlación positiva con la masa de C en la fracción de la MOP-L y en la MOP-P, así como con la masa de N en la fracción de la MOP-L. Estas últimas

covariaciones parecen reflejar los cambios en masa de sustrato lábil (*i.e.*, en la MOP-L), que contribuye a la liberación de CO₂ durante las incubaciones.

Tabla 7. Porcentaje de C total y C orgánico del suelo (COS) en suelos de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán.

	<u>Lluvia 687 mm año⁻¹</u>		<u>Lluvia 1050 mm año⁻¹</u>		<u>Lluvia 1193 mm año⁻¹</u>	
	Estación de lluvias	Estación de secas	Estación de lluvias	Estación de secas	Estación de lluvias	Estación de secas
C total (%)	22.6 (1.75)	24.2 (1.79)	19.0 (2.17)	18.5 (1.69)	14.5(1.42)	14.2 (1.27)
COS (%)	20.8 (1.61)	22.9 (1.70)	17.5 (2.00)	17.5 (1.60)	13.3 (1.30)	13.4 (1.20)
COS / C total	0.92	0.95	0.92	0.95	0.92	0.94

Los datos de COS para los tres sitios se estimaron a partir de los datos de C total y C inorgánico del suelo del sitio de 1050 mm de lluvia anual (Häfele 2007). A los restantes dos sitios (*i.e.*, 687 mm y 1193 mm de lluvia anual) se les aplicó el mismo coeficiente de proporción de C inorgánico (0.92 para lluvias y 0.95 para secas) en el C total del suelo.

Tabla 8. Porcentaje de C total extraíble en agua (CTEA) y C en la biomasa microbiana del suelo (CBMS) con respecto al C total en suelos de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad en la Península de Yucatán.

	<u>Lluvia 687 mm año⁻¹</u>		<u>Lluvia 1050 mm año⁻¹</u>		<u>Lluvia 1193 mm año⁻¹</u>	
	Estación de lluvias	Estación de secas	Estación de lluvias	Estación de secas	Estación de lluvias	Estación de secas
CTEA (%)	0.62	1.25	0.76	1.57	0.71	1.91
CBMS (%)	0.46	1.17	0.79	0.63	0.94	0.43

Tabla 9. Correlación (*Spearman R*) para la concentración (C y N total) y masa (C y N total) de las distintas fracciones de la MOS en el C en la biomasa microbiana del suelo (CBMS) y la mineralización potencial de la materia orgánica (CO₂).

	CBMS		CO ₂ (35 días)	
	Concentración	Masa	Concentración	Masa
C total				
MOP – L	0.108 ns	0.261 ns	0.268 ns	0.406**
MOP- I	0.030 ns	0.264 ns	0.227 ns	0.191 ns
MOP- P	0.115 ns	0.185 ns	0.436**	0.349*
FP ≥ 150 μm	0.382*	0.378*	0.304*	-0.003 ns
N total				
MOP – L	-0.009 ns	0.183 ns	0.108 ns	0.304*
MOP- I	-0.124 ns	0.241 ns	0.014 ns	0.204 ns
MOP- P	0.150 ns	0.133 ns	0.233 ns	0.238 ns
FP ≥ 150 μm	0.266 ns	0.198 ns	0.137 ns	-0.216 ns

Nota: ns, $p \geq 0.05$; * $p < 0.05$; ** $p < 0.01$

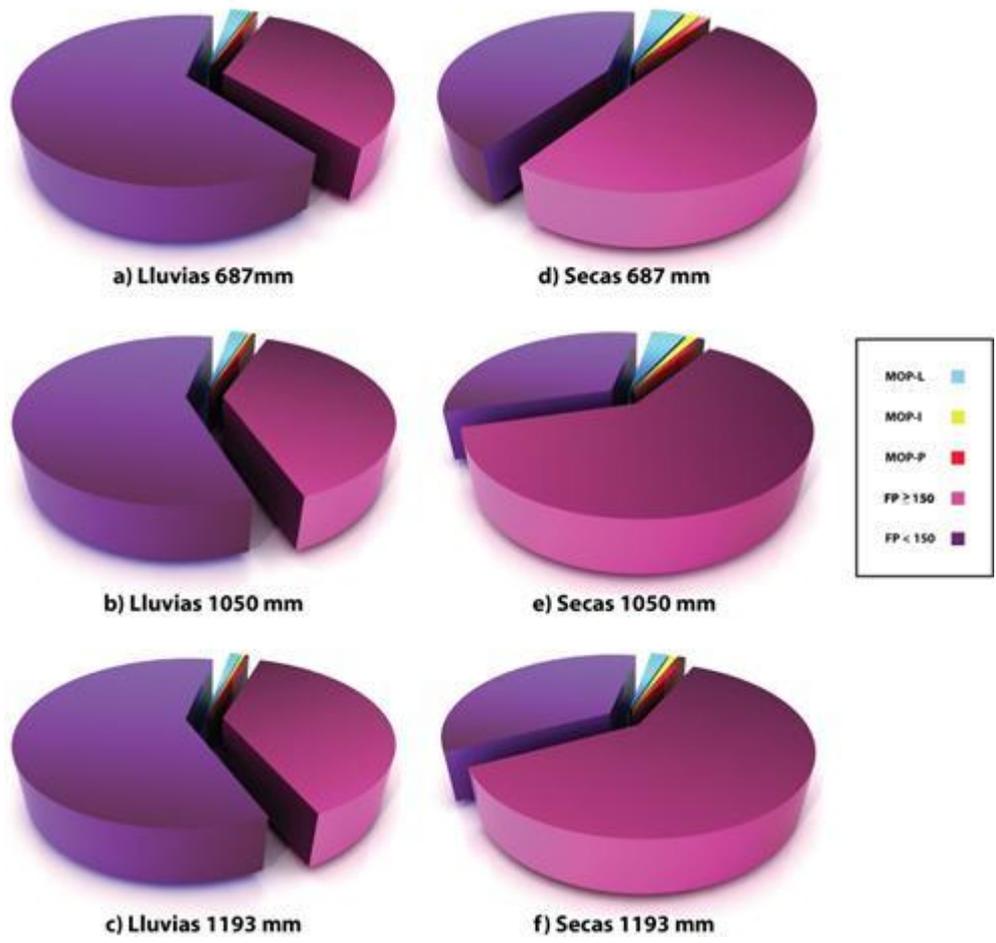


Figura 8. Peso seco (%) en las distintas fracciones de la MOS en suelos de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad para cada estación.

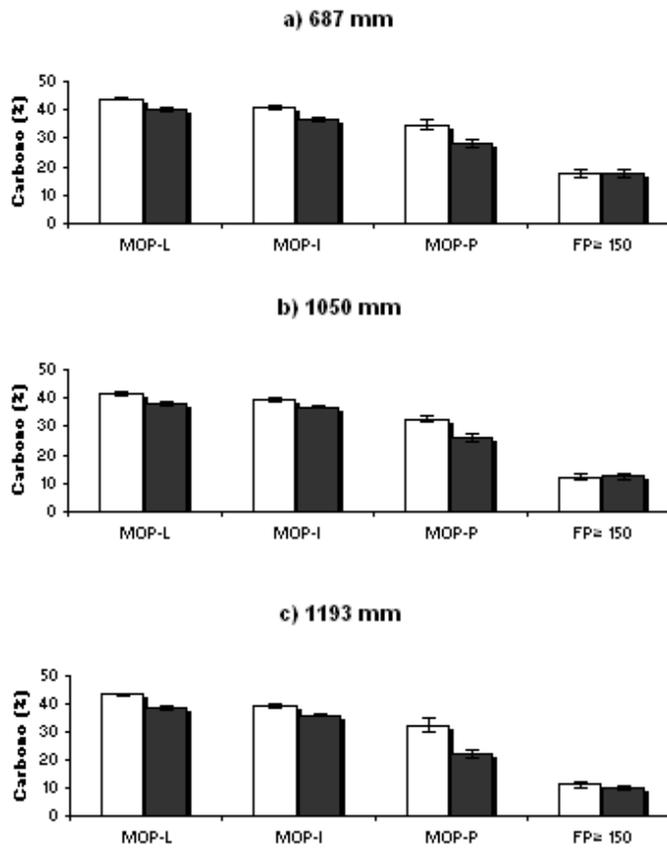


Figura 9. Concentración promedio (± 1 E.E) de C total (%) en las distintas fracciones de la MOS en suelos de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad para cada estación. Las barras blancas representan la estación de lluvias, las barras negras la estación seca.

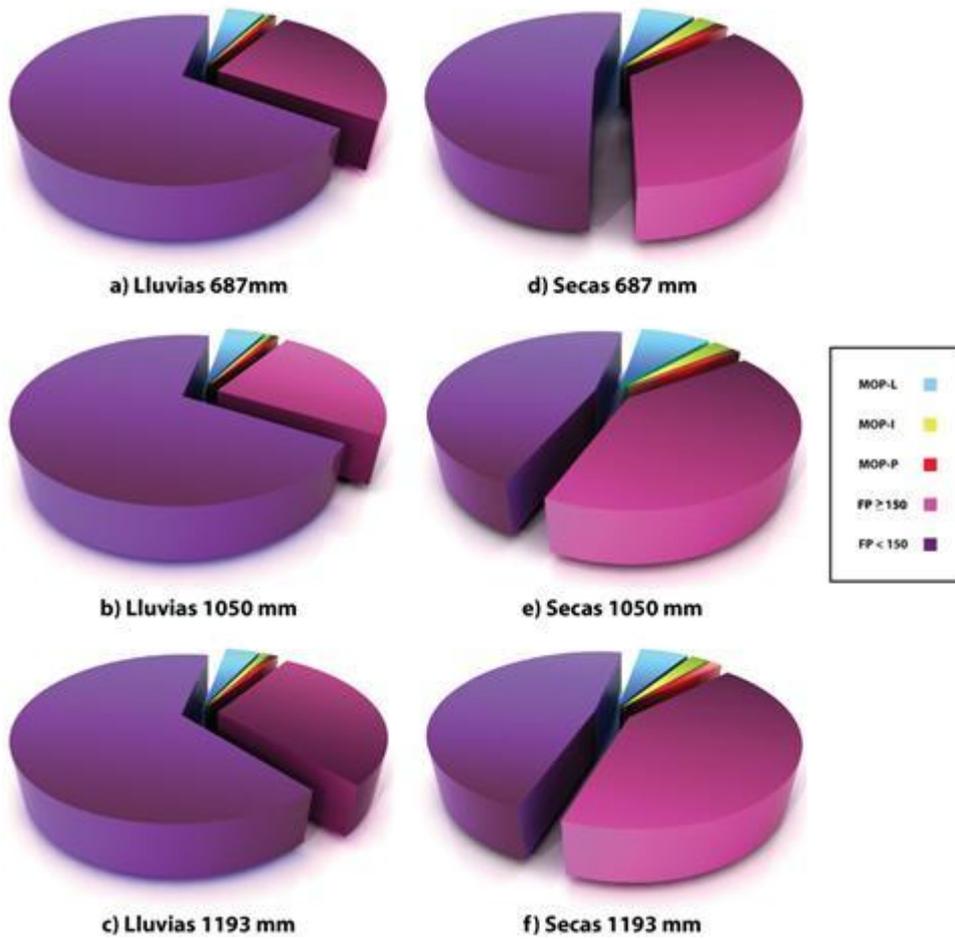


Figura 10. Masa de C total (g C kg⁻¹ suelo) en las distintas fracciones de la MOS en suelos de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad para cada estación.

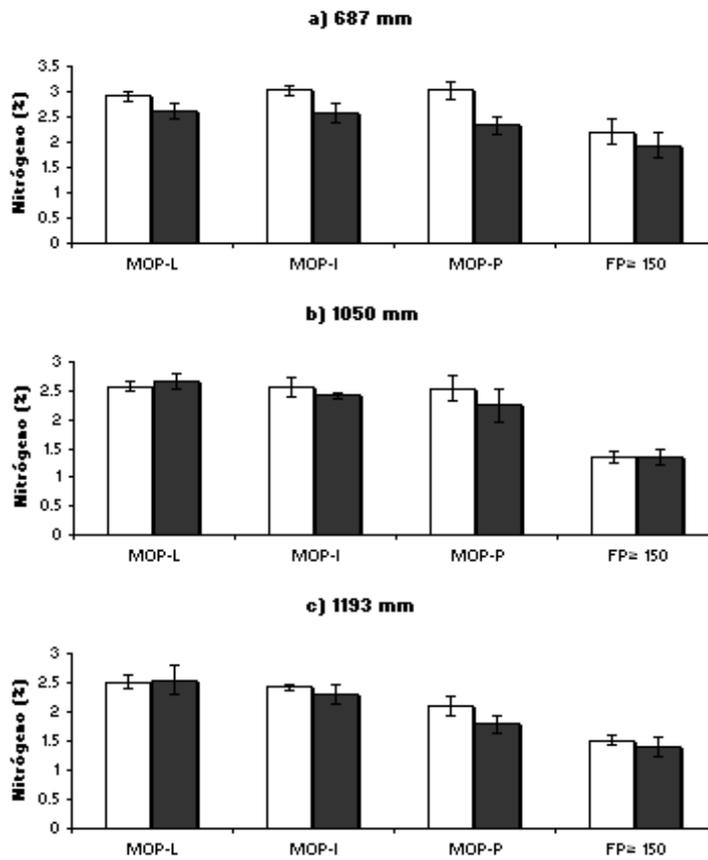


Figura 11. Concentración promedio (± 1 E.E) de N total (%) en las distintas fracciones de la MOS en suelos de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad para cada estación. Las barras blancas representan la estación de lluvias, las barras negras la estación seca.

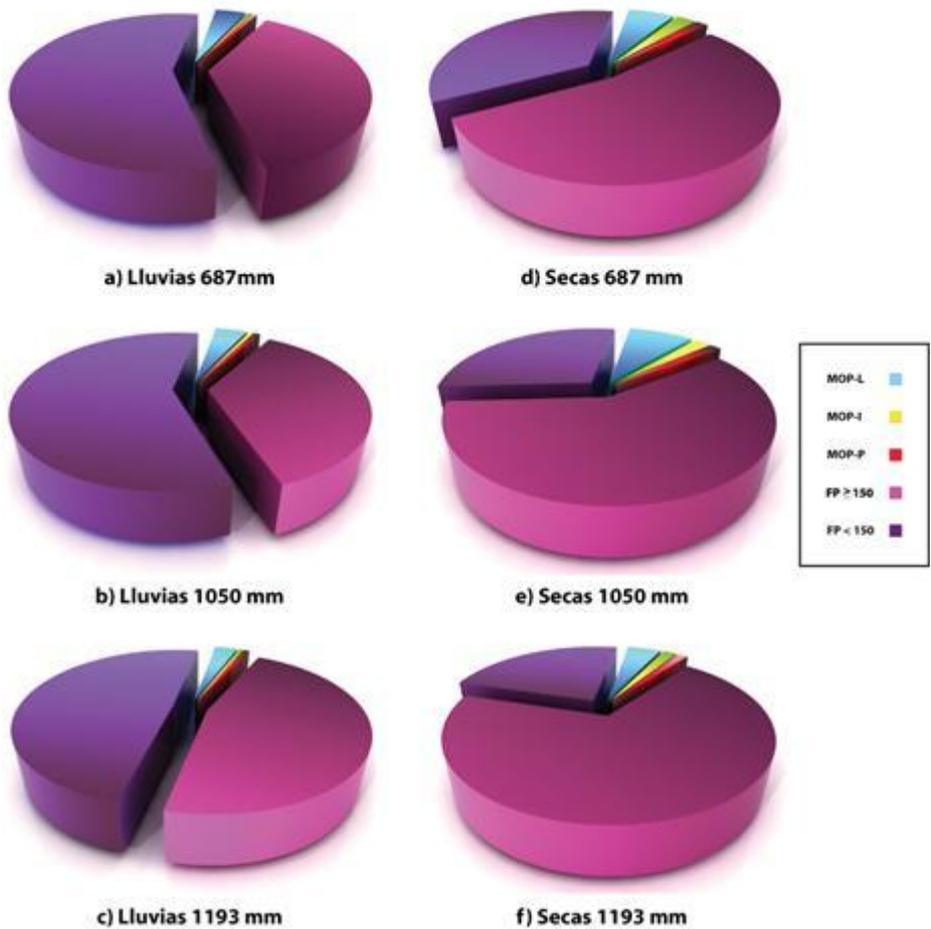


Figura 12. Masa de N total (g N kg^{-1} suelo) en las distintas fracciones de la MOS en suelos de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad para cada estación.

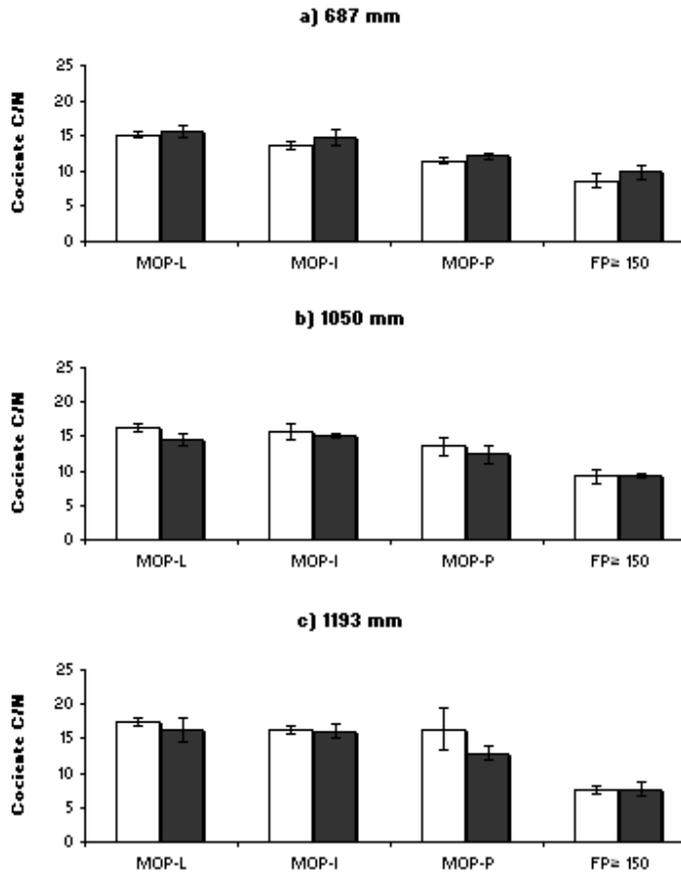


Figura 13. Cociente promedio (± 1 E.E) C/N en las distintas fracciones de la MOS en suelos de bosques tropicales estacionalmente secos a lo largo de un régimen de humedad para cada estación. Las barras blancas representan la estación de lluvias, las barras negras la estación seca.

5. Conclusiones

La MOS es el recurso más importante de nutrientes mineralizados por la descomposición microbiana, esta actividad biológica está fuertemente asociada a la disponibilidad del suministro de C, disponibilidad de agua y a la cantidad y distribución de las lluvias.

En este estudio se comprobó que, de manera general, la concentración de las diferentes formas lábiles de la materia orgánica del suelo presentaron el patrón estacional esperado para suelos bajo BTES. Este patrón consiste en acumulación durante el periodo seco cuando la actividad microbiana disminuye y hay ausencia de factores de lixiviación, mientras que se reduce durante la estación de lluvias, cuando se incrementa la demanda de recursos por parte de la biomasa microbiana del suelo y ocurre una lixiviación de bioelementos desde el suelo.

Los suelos de los sitios que reciben mayor precipitación presentaron una mayor tasa de mineralización potencial de la MOS, lo cual es consistente con el hecho de que son los sitios más productivos los que presentaron menor concentración de C en el suelo (*i.e.*, los sitios húmedos).

Literatura citada

- Anaya, C., García-Oliva, F., Jaramillo, V. 2007. *Rainfall and labile carbon availability control litter nitrogen dynamics in a tropical dry forest*. *Oecología*. 150: 602-610.
- Anderson, J., Domsch, K., 1980. *Quantities of plant nutrients in the microbial biomass of selected soils*. *Soil Science*. 130: 211-216.
- Anderson, S., Nilsson, S., Saetre, P. 2000. *Leaching of dissolved organic carbon (DOC) and dissolved organic nitrogen (DON) in mor humus as affected by temperature and pH*. *Soil Biology and Biochemistry*. 32:1-10.
- Anderson, J.M., Ingram J.S.I., 1993. *Tropical Soil Biology and Fertility*. A Handbook of Methods. CAB International. Wallingford. 221 pp.
- Balbontín, C., Cruz, C., Paz, F., Etchevers, J. 2007. *Soil Carbon Sequestration in Different Ecoregions of Mexico*. Lal, R., Follett, R. Co-editors. SSSA Special Publications 57. Second Edition.
- Barrios. E., Buresh, R., Sprent, J. 1996. *Organic matter in soil particle size and density fractions from maize and legume cropping systems*. *Soil Biology and Biochemistry*. 28(2): 185-193.
- Bates, R. 1959. *Electronic pH determination*. John Willey and Sons Inc. New York.
- Batjes, N.H. y Sombroek, W.G. 1997. *Possibilities for carbon sequestration in tropical and subtropical soils*. *Glob. Change Biol.*, 3: 161-173.
- Bautista, A., Etchevers, J., del Castillo, R.F., y Gutiérrez, C. 2004. *La calidad del suelo y sus indicadores*. *Ecosistemas*. Año XIII. 2: mayo-agosto.
- Bautista-Zuñiga, F., Estrada, H., Jiménez, J., Gonzáles, J. 2004. *Relación entre el Relieve y Unidades de Suelo en Zonas Cársticas de Yucatán*. *Terra Latinoamericana*. 243-254.
- Bautista-Zuñiga, F., Osorio, J., Navarro, J., Manu, A., Lozano, R. 2002. *Micro relieve y Color del Suelo Como Propiedades de Diagnóstico en Leptosoles Cársticos*.
- Bautista-Zuñiga, F., Palma-López, D., Huchin-Malta, W. 2005. En: *Caracterización y manejo de los suelos de la Península de Yucatán: implicaciones agropecuarias, forestales y ambientales*, F. Bautista y Álvaro G. Palacio Ed. (Universidad Autónoma de Campeche, Universidad Autónoma de Yucatán, Instituto de Ecología, México, D. F.), p. 106-122.
- Baver, L. 1956. *Soil Physics*. Ed. 3. Jhon Willey and Sons Inc. New York.
- Bouyoucos G. J. 1963. *Direction for making mechanical analysis of soil by hydrometer method*. *Soil Science*. 42: 25-30.

- Brady, N.C., y Weil, R.R. 2002. *The Nature and Properties of Soils*. Prentice Hall. 624 pp.
- Brooks, P., McKnight, D., Bencala, K. 1999. *The relationship between soil heterotrophic activity, soil dissolved organic carbon (DOC) leachate, and catchment-scale DOC export in headwater catchments*. *Water Resource Research*. 35: 1895-1902.
- Bullock, S., Mooney, H., Medina. 1995. En: Bullock, S., Mooney, H., Medina, E., Cambridge University Press. p.1-16.
- Cambardella. C., Elliott, E. 1992. *Particulate soil organic-matter changes across a grassland cultivation sequence*. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 56:777-783.
- Campo, J., Jaramillo, V.J., Maass, J.M. 1998. *Pulses of soil Phosphorus availability in a Mexican tropical dry forest: effects of seasonality and level of wetting*. *Oecologia* 115: 167-172.
- Campo, J., Maass, M., De Pablo L. 2001. *Intemperismo en un bosque tropical seco en México*. *Agrociencia*. 35:245-254.
- Campo, J., Solís, E., Valencia, M. 2007. *Litter N and P dynamics in two secondary tropical dry forests after relaxation of nutrient availability constraints*. *Forest Ecology and Management* 252:33-40.
- Campo, J., Vazquez-Yanes, C. 2004. *Effects of nutrients limitation on aboveground carbon dynamics during tropical fry forest regeneration in Yucatán, México*. *Ecosystems*. 7: 311-319.
- Cárdenas, I., Campo, J. 2007. *Foliar nitrogen and phosphorus resorption and decomposition in the nitrogen-fixing tree *Lysiloma microphyllum* in primary and secondary seasonally tropical dry forest in Mexico*. *Journal of Tropical Ecology*. 23: 107-113.
- Ceccon, E., Omstead, I., Vázquez-Yanes, C., Campo-Alves, J. 2002. *Vegetation and soil properties in two tropical dry forests of differing regeneration status in Yucatán*. *Agrociencia*. 36: 621-631.
- Ceccon, E., Huante, P., Campo, J. 2003. *Effects of nitrogen and phosphorus fertilization on the survival and recruitment of seedlings of dominant tree species in two abandoned tropical dry forests in Yucatán, Mex.* *Forest Ecol. and Manag.* 182: 387-402.
- Christ, M., David, M. 1996. *Temperature and moisture effects on the productions of dissolved organic carbon in a Spodosol*. *Soil Biology and Biochemistry*. 28:1191-1199.
- Christensen, B. 1992. *Physical fractionation of soil and organic matter in primary particles and density separates*. *Advanced Agriculture*. 20: 2-90.

- Cleveland, C., Neff, J., Townsend, A., Hood, E., 2004. *Composition, dynamics and fate of leached dissolved organic matter in terrestrial ecosystems: Results from a decomposition experiments*. *Ecosystems*. 7: 275-285.
- Coleman, D., Oades, J., Uehara, G. 1989. *Dynamics of Soil Organic Matter in Tropical Ecosystems*. NifTAL Project. 249 pp.
- CONABIO. 2008. *Capital Natural de México*, vol. 1: Conocimiento actual de la Biodiversidad. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México.
- CONAGUA 2001. *Comisión Nacional del Agua, Servicio Meteorológico Nacional: Normales climatológicas 1971-2000, México*. <http://smn.cna.gob.mx/> (consulta: 18-sep-2008).
- Cortina, J., Romanya, J., Vallejo, V. 1995. *Nitrogen and phosphorus leaching from the forest floor of a mature Pinus radiata stand*. *Geoderma*. 66: 321-330.
- Crow, S., Swanston, C., Lajtha, K., Brooks, R., Keirstead, H. 2007. *Density fractionation of forest soils: methodological questions and interpretation of incubation results and turnover time in a ecosystem context*. *Biogeochemistry*. 85:69-90.
- Currie, W., Aber, J., McDowell, W., Boone, R., Magill, A. 1996. *Vertical transport of dissolved organic C and N under long term N amendments in pine and hardwood forest*. *Biogeochemistry*. 35: 471-505.
- Díaz, S., Bautista, F., Delgado, C., Castillo, M. 2005. *Mapas parcelarios de suelos en zonas de Karst reciente*. En: Bautista, F., Palacio, G. *Caracterización y manejo de suelos en la Península de Yucatán: implicaciones agropecuaria, forestales y ambientales*. UACAM-UADY. Campeche, México. 282 p.
- Eaton, W. 2001. *Microbial and nutrient activity in soils from three different subtropical forest habitats in Belize, Central America before and during the transition from dry to wet season*. *Applied Soil Ecology*.16: 219–227.
- Ellerbrock, R., Kaiser, M. 2005. *Stability and composition of different soluble soil organic matter fractions—evidence from $\delta^{13}C$ and FTIR signatures*. *Geoderma*. 128: 28-37.
- Elliott, E., Cambardella, C., 1991. *Physical separation of soil organic matter*. *Agriculture Ecosystems and Environment*. 34: 407-419.
- Evans, J., Fernandez, I., Rustad, L., Norton, S. 2001. *Methods for Evaluating Carbon Fractions in Forest Soils: A Review*. Technical Bulletin 178. Maine Agricultural and Forest Experiment Station. The University of Maine, USA 42 pp.
- FAO-ISRIC-SICS. 1994. *Base de referencia mundial del recurso suelo*. 83 p + anexos.
- FAO. 2004. *C sequestration in dry land soils*.

- Flores, J., Espejel, I. 1994. *Etnoflora yucatanense* (Universidad Autónoma de Yucatán, Mérida, 1994), Fascículo 3, pp. 135.
- Gamboa, A., Hidalgo, C., De León, F., Etchevers, J., Gallardo, J., Campo, J. 2008. *Nutrient Addition Differentially Affects Soil Carbon Sequestration in Secondary Tropical Dry Forests: Early- versus Late-Succession Stages*. Restoration Ecology.
- García, E. 2004. *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen*. Publications of Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, México.
- García-Oliva, F., Sveshtarova, B., Oliva, M. 2003. *Seasonal effects on soil organic carbon dynamics in a tropical deciduous forest ecosystem in western Mexico*. Journal of Tropical Ecology. 19: 179–188.
- García-Oliva, F., Gallardo, J., Montañón, M., Islas, P. 2006. *Soil Carbon and nitrogen dynamics followed by a forest-to-pasture conversion in western Mexico*. Agroforestry Systems. 66: 93–100.
- Gödde, M., David, M., Christ, M., Kaupenjohann, M., Vance, G. 1996. *Carbon mobilization from the forest floor under red spruce in the northeastern USA*. Soil Biology and Biochemistry. 28: 1181-1189.
- Gómez-Pompa, A., Flores, J., Sosa, V. 1987. *The ‘pet kot’ a man-made tropical forest of the Maya*. Interciencia 12: 10–15.
- Greenland, D., Ford, W., 1964. *Separation of partially humified organic materials from soil by ultrasonic dispersion*. Proceedings 8th International Congress of Soil Science, Bucharest III, 137-148.
- Guggenberger, G., Zech, W., Schulten, H. 1994. *Formation and mobilization pathways of dissolved organic matter: evidence from chemical structural studies of organic matter fractions in acid forest floor solutions*. Organic Geochemistry. 21: 51-66.
- Häfele, S. 2007. *Land use effects on decomposition of soil organic matter in a tropical dry landscape in Mexico*. Diploma thesis in Geoecology. University of Bayreuth, Faculty of Biology, Chemistry and Geosciences Department of Soil Ecology. 69 pp.
- Harmon, M., Whigham, D., Sexton, J., Olmstead, I. 1995. *Decomposition and mass of woody detritus in the dry tropical forests of the northeastern Yucatan Peninsula, Mexico*. Biotropica. 27:305–16.
- Hayes, M., MacCarthy, P., Malcolm, R., Swift, R. 1986. *The search for structure: setting the scene*. In *Humic substances II. Search if Structure*. (eds. Hayes, M., MacCarthy, P., Malcolm, R., Swift, R). Wiley, vol. 2, pp. 3-31.
- Herbert, B., Bertsch, P. 1995. *Characterization of dissolved and colloidal organic matter in soil solution*. A review. In: McFee, W., Kelly, J. (Eds.), *Carbon forms and Functions in Forest Soils*. Soil Science Society of America, Madison, WI. pp. 63-88.

- Hongve, D., Van Hees, P., Lundström, U. 2000. *Dissolved components in precipitation water percolated through forest litter*. European Journal of soil Science. 51: 667-677.
- Ihl, T., Frausto, O., Rojas, J., Giese, S., Goldacker, S., Bautista, F., Bocco, G. 2007. *Identification of geodisasters in the state of Yucatan, Mexico*. Aceptado para publicación. N. Jb. Geol. Paläont.
- INEGI. 1997. *Estadísticas del medio ambiente. México*. INEGI. Aguascalientes, México.
- INEGI. 1983. *Carta geológica 1:250000*. Secretaría de Programación y Presupuesto. México, D.F.
- IPCC 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Summary of Policymakers*. (<http://www.ipcc.ch/SPM2feb07.pdf>).
- Jandl, R., Sollins, P. 1997. *Water extractable soil carbon in relation to the belowground carbon cycle*. *Biology and Fertility of Soils*. 25:196-201.
- Jandl, R., Sollins, P. 1997. *Water-extractable soil carbon in relation to the belowground carbon cycle*. *Biol. Fertil Soils*. 25: 196-201.
- Janzen, D. 1988. *Tropical Dry Forest. The Most Endangered Major Tropical Ecosystem*. Biodiversity eds E. O. Wilson & F. M. Peter. pp. 130-137. National Academic Press, Washington, D. C.
- Jenkinson, D., Ladd, N., 1981. *Microbial biomass in soil. Measurement and turnover*. *Soil Biochemistry*. 5: 415-471.
- Jenkinson, D., Powlson, D., 1976. *The effects of biocidal treatments on metabolism in soil*. *Soil Biology & Biogeochemistry*. 8: 209-213.
- Jenkinson, D., Rayner, J. 1987. *Modelling the turnover of the organic matter in long-term experiments at Rothamsted*. *INTECOL Bulletin*. 15: 1-8.
- Jobbágy, E.G., Jackson, R.B., 2000. *The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation*. *Ecol. Appl.* 10, 423-436.
- Lal, R. 2002. *The potential of soils of the tropics to sequester carbon and mitigate the greenhouse effect*. *Adv. Agron.* 76: 1-30.
- Lodge, D., McDowell, W., McSwiney, C. 1994. *The importance of nutrient pulses in tropical forests*. *Trends in Ecology and Evolution* 9: 384-387.
- Lugo, J. 1999. En: *Atlas de procesos territoriales de Yucatán*, P. P. Chico Ed. (Universidad Autónoma de Yucatán, Yucatán).
- Luo, Y., Zhou, X. 2006. *Soil Respiration and the Environment*. Elsevier, Academic Press. 316 pp.

- Mafongoya, P., Giller, K., Palm, C. 1998. *Decomposition and nitrogen release patterns of tree prunings and litter*. *Agrofor. Syst.* 38: 77-97.
- Magill, A., Aber, J. 2000. *Dissolved organic carbon and nitrogen relationships in forest litter as affected by nitrogen deposition*. *Soil Biology and Biochemistry.* 32: 603-613.
- Marschner, B., Kalbitz, K., 2002. *Controls of bioavailability and biodegradability of dissolved organic matter in soils*. *Geoderma.* 113: 211-235.
- McDowell, W., Likens, G. 1988. *Origin, composition and flux of dissolved organic carbon in the Hubbard Brook*. *Ecological Monographs.* 58: 177-195.
- Meijboom, F.W., Hassink J., Van Noordwijk M. 1995. *Density fractionation of soil macroorganic matter using silica suspensions*. *Soil Biology Biochemistry.* 27: 1109-1111.
- Montaño, N., García-Oliva, F., Jaramillo, V. 2007. *Dissolved organic carbon affects activity and nitrogen dynamics in a Mexican tropical deciduous forest*. *Plant Soil.* 295:266-277.
- Moore, T. 1997. *Dissolved organic carbon: sources, sinks, and fluxes and role in the soil carbon cycle*. CRC Press LLC, Boca Raton, Florida. pp. 281-292.
- Murphy, P., Lugo, A. 1986. *Ecology of Tropical Dry Forest*. *Annual Review Ecology and Systematic.* 17: 67-88.
- Neff, J., Asner, G. 2001. *Dissolved organic carbon in terrestrial ecosystems. Synthesis and a model*. *Ecosystems.* 4: 29-48.
- Oades, J., Vassallo, A., Waters, A., Wilson, M. 1987. *Characterization of organic matter in particle size and density fractions from red-brown Earth by solid-state ¹³C NMR*. *Aust. J. Soil Res.* 25: 71-82.
- O'Connell, M., Baldwin, D., Robertson, A., Rees, G. 2000. *Release and bioavailability of dissolved organic matter from floodplain litter*. *Freshwater Biology.* 45: 333-342.
- Parkin, T., Doran, J., Franco- Vizcaíno, E. 1996. *Field and laboratory test of soil respiration*. In: *Methods for Assessing Soil Quality*. Doran, J., Jones, A. (Eds.). SSSA Special Publ. 49: 231-245.
- Parton, W., Sanford, R., Sanchez P., Stewart J. 1989. *Modeling Soil Organic Matter Dynamics in Tropical Soils*. En: Coleman, D., Oades, M., Uehara, G., 1989. *Dynamics of Soil Organic Matter in Tropical Ecosystems*. Nifal Project. 249 pp.
- Parton, W., Schimel, D., Ojima, D. 1994. *Environmental change in grasslands: assessment using models*. *Clim Change.* 28:111-141.
- Paul, E., 1984. *Dynamics of Organic Matter in Soils*. *Plant Soil.* 76: 275-285.

- Paul, E., van Veen, J. 1978. *The use of tracers to determine the dynamic nature of organic matter*. Transactions of the 11th International Congress of Soil Science (Edmonton). 3: 61-102.
- Paustian, K., Parton, W., Persson, J. 1992. *Modeling soil organic matter in organic amended and nitrogen fertilized long term plots*. Soil. Sci. Soc Am. J. 56:476-488.
- Paustian, K., Six, J., Elliott, E., Hunt, H. 2000. *Management options for reducing CO₂ emissions from agricultural soils*. Biogeochemistry. 48: 147-163.
- Payan, F., Jones, D., Beer, J. 2007. *Dynamics of size–density fractions of soil organic matter following the addition of tree litter to organic coffee farms*. Geoderma. 141: 15-22.
- Peniche, N. (Ed). 1994. *Riesgo y oportunidades para el campo yucateco*. Mérida Yucatán, México.
- Qualls, R. 2000. *Comparison of the behavior of soluble organic and inorganic nutrients in forest soils*. Forest Ecology and Management. 138: 29-50.
- Qualls, R., Haines, B., Swank, W. 1991. *Fluxes of dissolved organic nutrients and humic substances in a deciduous forest*. Ecology. 72: 254-266.
- Raich, J., Potter, C., 1995. *Global patterns of carbon dioxide emissions from soils*. Global Biogeochemistry Cycles. 9: 23-39.
- Raich, J., Schlesinger, W., 1992. *The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate*. Tellus. 44B: 81-99.
- Read, L., Lawrence, D. 2003. *Litter Nutrient Dynamics During Succession in Dry Tropical Forests of the Yucatan: Regional and Seasonal Effects*. Ecosystems. 6: 747–761.
- Rincón, E., Álvarez, M., González, G., Huante, P., Hernández, A. 2000. *Restauración en Selvas Bajas Caducifolias*. Instituto de Ecología, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).
- Russell, E. 1998. *Soil Conditions and Plant Growth*. 11th edition. Wild A (ed). Longman Group, UK. 991 pp.
- Sabine L C, Heimann N, Atraxo P, Bakkern C E, Chen A, Field C, Grubber N, Le Quéré, Prinn R, Richey J, Romero P, Sathaye J, Valentini R. *Current Status and Past Trends of the Global Carbon Cycle*. En: Field C y Raupach M. 2004. *The Global Carbon Cycle*. Scope. Washington, USA. 526 pp.
- Saynes, V., Hidalgo, C., Etchevers, J.D., Campo, J.E., 2005. *Soil C and N dynamics in primary and secondary seasonally dry tropical forests in Mexico*. Applied Soil Ecology 29 (3): 282-289.
- Shang, C., Tiessen, H. 2003. *Soil organic C sequestration and stabilization in Karstic soils of Yucatan*. Biogeochemistry. 62: 177-196.

- Schlentner, R., Van Cleve, K., 1985. *Relationships between CO₂ evolution from soil, substrate temperature, and substrate moisture in four mature forest types in interior Alaska*. Can. J. For. Res. 15: 97-106.
- Schlesinger, W.H., 1997. *Biogeochemistry: An Analysis of Global Change*. Academic Press, San Diego.
- Shang, C., Tiessen, H. 2003. *Soil organic C sequestration and stabilization in karstic soils of Yucatán*. Biogeochemistry 62:177–196.
- Skjemstad, J., Dalal, R., Barron, P. 1986. *Spectroscopic investigation of cultivation effects on organic matter of Vertisol*. Soil Sci. Soc. Am. J. 50(2): 354-359.
- Singh, J., Gupta, S., 1977. *Plant decomposition and soil respiration in terrestrial ecosystems*. Bot. Rev. 43: 449-529.
- Singh, J.S., Raghubanshi, A.S., Singh, R.S., Srivastava, S.C. 1989. *Microbial biomass acts as a source of plant nutrients in dry tropical forest and savanna*. Nature 338: 499–500.
- Six, J., Callewaert, S., Lenders, S., De Gryze, S., Morris, E., Gregorich, E., Paustian, K. 2002. *Measuring and understanding carbon storage in afforested soils by physical fractionation*. Soil Science Society. 66: 1981-1987.
- Sohi, S., Mahieu, N., Arah, J., Powlson, D., Madari, B., Gaunt, J. 2001. *A procedure for isolating soil organic matter fractions suitable for modeling*. Soil. Sci. Soc. Am. J. 65:1121– 1128.
- Solis, E., Campo, J., 2004. *Soil N and P dynamics in two secondary tropical dry forest after fertilization*. Forest Ecology and Management. 195: 409-418.
- Sollins, P., Swanston, C., Kramer, M., 2007. *Stabilization and destabilization of soil organic matter - a new focus*. Biogeochemistry. 85:1–7.
- Solomon, D., Lehmann, J., Zech, W. 2000. *Land use effects on soil organic matter properties of chromic Luvisols in semi-arid northern Tanzania: carbon, nitrogen, lignin and carbohydrates*. Agr. Ecosys. Environ. 78:203-213.
- Spaargaren, U. 1994. *World reference base of soli resource*. ISSS-ISSRIC-FAO. Roma, Italia.
- Spycher, G., Young, J. 1979. *Water-dispersable soil organic-mineral particles: II. Inorganic amorphous and crystalline phases in density fractions of clay-size particles*. Soil Sci Soc Am J 43:328–332.
- Statistica. 2004. *Statistica user guide*. Complete Statistical Statsoft, Oklahoma.
- Stevenson, F. 1994. *Humus chemistry: genesis, composition, reactions*. Wiley, New York, USA.

- Stevenson, F., Elliott, E., *Methodologies for assessing the quantity and quality of soil organic matter*. En: Coleman, D., Oades, J., Uehara, O., 1989. *Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems*. Niftal Project. 249 pp.
- Stewart, C., Plante, A., Paustian, K., Conant, R., Six, J. 2008. *Soil carbon saturation: linking concept and measurable carbon pools*. Soil Sci. Soc. Am. J. 72:379-392.
- Technicon Industrial Systems. 1977. *Technicon Industrial Method No. 329-74 W/B. Individual simultaneous determinations of nitrogen in BD acid digest*. Technicon Industrial Systems, Tarrytown. N.Y.
- Theng, B. 1987. *Clay-humic interactions and soil aggregate stability*. In: P. Rengasamy (ed), *Soil structure and aggregate stability*. Seminar Proceedings. Institute of Irrigation and Salinity Research, Tatura, Australia. pp. 32-73.
- Tipping, E. 1998. *Modelling the properties and behavior of dissolved organic matter in soils*. Mitteilungsblatt Dtsch. Bodenkd. Ges. 87: 237-252.
- Toledo-Aceves y García-Oliva. 2008. *Effects of forest-pasture Edge on C, N and P associated with Caesalpinia eriostachys, a dominant tree species in a tropical deciduous forest in Mexico*. Ecological Research. 23: 271-280.
- Trejo, I., Dirzo, R., 2000. *Deforestation of seasonally dry tropical forest: a national and local analysis in México*. Biology Conservation. 94: 133-142.
- Valdespino, P., Romualdo, R., Cadenazzi, L., Campo, J. 2009. *Phosphorus cycling in primary and secondary seasonally dry tropical forest in México*. Annals of forest Science. 66: 107.
- van Veen, J., Paul, E. 1981. *Organic C dynamics in grassland soils. I. Background information and computer simulation*. Canadian Journal of Soil Science. 61:185-201.
- Vance, E.D., Brookes, P.C., Jenkinson, D.S. 1987. *An extraction method of measuring soil microbial biomass*. Soil Biology Biochemistry. 19: 703-707.
- Verberne ELJ, Hassink J, De Willigen P, Groot JJR and Van Veen JA (1990) *Modelling organic matter dynamics in different soils*. Netherlands Journal of Agricultural Science. 38: 221-238.
- Wander, M., Traina, S., Stinner, B., Peters, S., 1994. *Organic and Conventional Management Effects on Biologically Active Soil Organic Matter Pools*. Soil Biology & Biochemistry. 58:1130- 1139.
- Yavitt, J., Fahey, T. 1986. *Litter decay and leaching from the forest floor in Pinus contorta ecosystems*. Journal of ecology. 74: 525-545.

Zsolnay, A. 1996. *Dissolved humus in soil waters*. In: *Piccolo, A. (Ed.), Humic Substances in Terrestrial Ecosystems*. Elsevier, Amsterdam. pp. 171-223.