



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

PROGRAMA POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**Génesis y distribución de suelos del
humedal de la reserva ecológica el
Edén, Quintana Roo**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA

JESÚS ALFREDO GONZALEZ DEL ANGEL

JURADO EXAMINADOR

- 1) Dr. Mario Arturo Ortiz Pérez
- 2) Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo
- 3) Dr. Sergey Sedov
- 4) Dra. Teresa Pi Puig
- 5) Dr. Francisco Bautista Zúñiga



MEXICO D.F.

AGOSTO 2010



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

Fecha: 6 de mayo de 2010

Asunto: Voto aprobatorio

Dra. Leticia Flores Márquez

Coordinadora Programa de Posgrado en
Ciencias de la Tierra

Por medio de la presente me permito informarle que he revisado el trabajo que presenta el alumno Jesús Alfredo González del Angel, para obtener el grado de **Maestro en Ciencias**, el cual lleva por título: "**Génesis y distribución de suelos del humedal de la reserva ecológica el Edén, Quintana Roo**". Considero que la tesis presentada reúne los requisitos para que el alumno pueda graduarse.

Sin más por el momento, y agradeciendo la atención que se sirva prestar a la presente, reciba un cordial saludo.

Atentamente:

Mario Arturo Ortiz

Dr. Mario Arturo Ortiz Pérez
Investigador Titular A
Departamento de Geografía Física



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGIA
APARTADO POSTAL 70-296 CIUDAD UNIVERSITARIA
04510 MÉXICO, D. F.

Fecha: 15 de abril de 2010

Asunto: Voto aprobatorio

Dra. Leticia Flores Márquez

Coordinadora Programa de Posgrado en
Ciencias de la Tierra

Por medio de la presente me permito informarle que he revisado el trabajo que presenta el alumno Jesús Alfredo González del Angel, para obtener el grado de **Maestro en Ciencias**, el cual lleva por título: "**Génesis y distribución de suelos del humedal de la reserva ecológica el Edén, Quintana Roo**". Considero que la tesis presentada reúne los requisitos para que el alumno pueda graduarse.

Sin más por el momento, y agradeciendo la atención que se sirva prestar a la presente, reciba un cordial saludo.

Atentamente:

Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo
Investigador Titular A



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGIA
APARTADO POSTAL 70-296 CIUDAD UNIVERSITARIA
04510 MEXICO, D. F.

Fecha: 15 de abril de 2010

Asunto: Voto aprobatorio

Dra. Leticia Flores Márquez

Coordinadora Programa de Posgrado en
Ciencias de la Tierra

Por medio de la presente me permito informarle que he revisado el trabajo que presenta el alumno Jesús Alfredo González del Angel, para obtener el grado de **Maestro en Ciencias**, el cual lleva por título: "**Génesis y distribución de suelos del humedal de la reserva ecológica el Edén, Quintana Roo**". Considero que la tesis presentada reúne los requisitos para que el alumno pueda graduarse.

Sin más por el momento, y agradeciendo la atención que se sirva prestar a la presente, reciba un cordial saludo.

Atentamente:

Dr. Sergey Sedov
Investigador Titular B



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGIA
APARTADO POSTAL 70-296 CIUDAD UNIVERSITARIA
04510 MEXICO, D. F.

Fecha: 08 de junio de 2010

Asunto: Voto aprobatorio

Dra. Leticia Flores Márquez

Coordinadora Programa de Posgrado en
Ciencias de la Tierra

Por medio de la presente me permito informarle que he revisado el trabajo que presenta el alumno Jesús Alfredo González del Angel, para obtener el grado de **Maestro en Ciencias**, el cual lleva por título: "**Génesis y distribución de suelos del humedal de la reserva ecológica el Edén, Quintana Roo**". Considero que la tesis presentada reúne los requisitos para que el alumno pueda graduarse.

Sin más por el momento, y agradeciendo la atención que se sirva prestar a la presente, reciba un cordial saludo.

Atentamente:

Dra. Teresa Pi I Puig
Técnico Titular B

Fecha: 31 de mayo de 2010

Asunto: Voto aprobatorio

Dra. Leticia Flores Márquez

Coordinadora Programa de Posgrado en Ciencias de la
Tierra

Por medio de la presente me permito informarle que he revisado el trabajo que presenta el alumno Jesús Alfredo González del Angel, para obtener el grado de **Maestro en Ciencias**, el cual lleva por título: "**Génesis y distribución de suelos del humedal de la reserva ecológica el Edén, Quintana Roo**". Considero que la tesis presentada reúne los requisitos para que el alumno pueda graduarse.

Sin más por el momento, y agradeciendo la atención que se sirva prestar a la presente, reciba un cordial saludo.

Atentamente:



Dr. Francisco Bautista Zúñiga
Investigador Titular A

Agradecimientos

A la UNAM por permitirme formar parte de su comunidad, por todo el conocimiento y la oportunidad de conocer el porqué de las cosas.

Al Instituto de Geología por permitirme realizar un posgrado, facilitándome todas las herramientas para su conclusión y por el apoyo económico otorgado.

A la coordinación de estudios de posgrado por permitirme continuar mi formación académica.

A los sinodales Dr. Mario Arturo Ortiz Pérez, Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo, Dr. Sergey Sedov, Dra. Teresa Pi Puig y Dr. Francisco Bautista Zúñiga por la revisión de este trabajo y sus respectivos comentarios.

Al CONACyT por la beca otorgada.

A los proyectos PAPIIT IN113708, IN110710 e IN113410 por el apoyo económico otorgado para la realización de esta tesis.

Al financiamiento otorgado por los proyectos CONACYT 58948, CONACYT-UC Mexus CN-02-105 y CN-06-121.

Al Biólogo Miguel Ángel López por su colaboración en la elaboración de los análisis químicos de este trabajo.

Al M. en C. Eduardo Morales perteneciente a la Unidad Académica de Geología Marina y Ambiental del Instituto de ciencias del Mar y Limnología de la Universidad Nacional Autónoma de México por la elaboración de los análisis de granulometría.

A la M. en C. Kumiko Shimada Miyasaka, Técnico Académico Responsable del Laboratorio de Edafología Ambiental del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México por analizar las muestras de campo.

A la Dra. Claudia Ponce de León y al M. en C. Manuel Hernández Quiroz por analizar las muestras de campo.

A la Q. Patricia Girón, perteneciente al laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México por analizar las muestras de campo.

Al M. en C. Héctor Cabadas Baez por su ayuda, apoyo y orientación para la realización de este trabajo.

Al arqueólogo Cesar Berkovich por su ayuda, para la realización de este trabajo.

Al M. en C. Federico Landa por su ayuda, apoyo y orientación para la realización de este trabajo.

A la Dra. Lourdes Flores por su colaboración en el trabajo de campo.

Al Sr. René por su colaboración al analizar las muestras de campo.

Al Dr. Scott Fedick y sus alumnos por su colaboración en el trabajo de campo

A mi madre Mercedes por su amor y apoyo incondicional.

A Dulce Beltrán por estar a mi lado, por su confianza y apoyo en esta etapa.

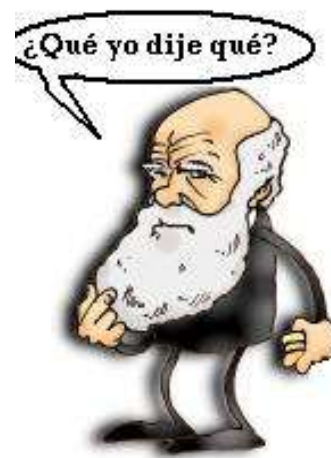
Dicen que los amigos son los hermanos que no tuvimos... gracias a mis hermanos: Biólogo Miguel Ángel López Gervacio (gracias por tanta sabiduría), Biólogo Humberto Iván López Vázquez (mijo) y Biólogo Juan Francisco Martínez Cuetero, por navegar juntos este viaje y por esas mil batallas.

A mis amigos de sueños biológicos: Salvador Coyote, Omar Coyote, Priscila, Laura, Juan Carlos, Vico, Belen, Pakito, Toño, Julito, Jhoni, Edgar y Laura por los viejos tiempos.

A mis compañeros y amigos de Geología: George, Samanta, Ernesto, Bere, Cesar, Yico, Haydar, Yasmin, MariCarmen, Adriana, Becket, Esperanza y Claudia, por su confianza y apoyo.

La ignorancia genera confianza más frecuentemente que el conocimiento. Son los que saben poco, y no los que saben más, quienes afirman tan positivamente que este o aquel problema nunca será resuelto por la ciencia.

Charles Robert Darwin (1809 - 1882)



Es para mí difícil ver cómo alguien puede desear que el cristianismo sea verdad; porque si es así, el lenguaje común del texto parece mostrar que el hombre que no cree, y esto incluiría a mi padre, hermanos y casi todos mis amigos, serán condenados permanentemente. Y ésta es una doctrina detestable.

Charles Robert Darwin (1809 - 1882)

Dedicatoria

A mi madre por ser al por ser una persona recta y con grandes valores
morales.

A todos lo que han estado conmigo, los que aun siguen y los que se quedaron
en el camino.

TABLA DE CONTENIDO

	Pagina
RESUMEN	1
CAPITULO I. INTRODUCCIÓN	3
I.1. JUSTIFICACIÓN	6
I.2. HIPÓTESIS	7
I.3. OBJETIVOS	8
I.3.1. General	8
I.3.2. Específicos	8
CAPITULO II. ANTECEDENTES	9
II.1. ¿Que son los humedales?	9
II.2. Funciones	9
II.3. El principio hidrogeomorfico	9
II.4. Distribución global de los humedales	10
II.5. Tipos y ocurrencia de humedales mexicanos	11
II.6. Suelos en los humedales	12
II.7. Materia orgánica	13
II.7.1 Acumulación de materia orgánica	14
II.7.3 Carbono orgánico disuelto	16
II.8. Sustancias húmicas	17
CAPITULO III. MATERIALES Y MÉTODOS	20
III.1. Descripción del área de estudio	21
III.1.1. Reserva ecológica El Edén	21
III.1.2. Clima	22
III.1.3. Geología física e histórica	22
III.1.4. Suelo	23
III.1.5. Hidrología	23
III.1.6. Vegetación	24
III.1.6.1. Selva mediana subperennifolia	24
III.1.6.2. Los tintales	24
III.1.6.3. Las sabanas	24
III.2. Delimitación de la zona de estudio	25
III.3. Muestro	26
III.4. Análisis de laboratorio	27
III.4.1. Cuantificación de fracciones arena limo y arcilla	27
III.4.2. Determinación de carbono orgánico total	27
III.4.3. Potencial de Hidrogeno	27

III.4. 4. Color del suelo.....	27
III.4.5. Difracción de Rayos X.....	28
III.4.5.1. Roca total en fracción no orientada	28
III.4.5.2. Análisis del residuo y de suelo.....	28
III.4.5.3. Filosilicatos o Fracción orientada	28
CAPITULO IV. RESULTADOS	
IV.1. Posición geomorfológica de los perfiles estudiados.....	30
IV.2. Características morfológicas de los suelos del humedal.....	33
IV.3. Distribución del tamaño de partículas.....	38
IV.3.1. Tamaño de partículas en la parte alta de la microrelieve.....	39
IV.3.2. Tamaño de partículas en la parte media del transecto.....	40
IV.3.3. Tamaño de partículas en la parte baja del transecto.....	40
IV.3.4. Suelos policíclicos dentro del humedal.....	41
IV.4. Características químicas de los suelos.....	42
V.4.1. Carbono orgánico total soluble en agua.....	42
IV.4.2. pH y conductividad eléctrica.....	43
IV.5. Mineralogía de los suelos por DRX	44
IV.5.1. IV.5.1. Mineralogía de la caliza y el residuo.....	51
CAPÍTULO V. DISCUSIÓN.....	53
V. 1. Génesis de suelos.....	53
VI. 1.1. Origen del material carbonatado (horizontes calcáricos).....	53
VI.1.2. Origen de los horizontes orgánicos.....	56
VI.1.3. Origen de minerales no carbonatados (horizontes minerales).....	56
V.2. Factores que controlan la distribución de los suelos en el humedal.....	60
V.3. Suelos en el humedal de El Edén: ¿imagen típica de los suelos de otros humedales?.....	62
V.4. Dinámica del humedal en el tiempo.....	64
CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES.....	66
CAPÍTULO VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	67

<u>FIGURAS</u>		Pagina
1.	Distribución de los humedales en el mundo.....	11
2.	Descomposición y acumulación de materia orgánica y génesis de suelos orgánicos.....	15
3.	Relación entre carbono orgánico total carbono orgánico disuelto de la columna de agua.....	16
4.	Mapa Lansat V de la región Yalahau y la localización del área de estudio.....	21
5.	Estación de investigación de la Reserva Ecológica de El Edén.....	22
6.	Localización del área de estudio y de los perfiles.....	26
7.	Procesos geomorfológicos encontrados en la toposecuencia del Edén.....	30
8.	Unidades de suelo en sus distintas posiciones geomorfológicas.....	31
9.	Distribución de partículas en la parte alta, perfil 2, horizontes Ah y AB	40
10.	Distribución de partículas en la parte media del microrelieve, perfil 4 horizontes Ah y AB.....	40
11.	Distribución de partículas en el humedal, perfil 7 horizontes Bg1 y Bg2.....	41
12.	Distribución de partículas, perfil 8 en la parte baja, horizontes Ah y Bg.....	41
13.	Distribución de partículas Perfil 5 en el humedal, horizontes AB y 2Ah.....	42
14.	Perfiles tipo mineralógicos.....	50
15.	Residuo producto de la disolución de la roca caliza.....	52

<u>Cuadros</u>		
1.	Nombre y localización de los perfiles.....	33
2.	Descripción morfológica del perfil 1, en selva.....	34
3.	Descripción morfológica del perfil 2, en selva.....	34
4.	Descripción morfológica del perfil 3, en la zona de transición.....	35
5.	Descripción morfológica del perfil 4, en la zona de transición.....	35
6.	Descripción morfológica del perfil 5, en el humedal.....	36
7.	Descripción morfológica del perfil 6, en el humedal.....	37
8.	Descripción morfológica del perfil 7, en el humedal.....	37
9.	Descripción morfológica del perfil 8, en el humedal.....	38
10.	Descripción morfológica del perfil 9, en el humedal.....	38
11.	Distribución del tamaño de partículas.....	39
12.	Valores del porcentaje de materia orgánica y carbono orgánico total soluble.....	41
13.	Valores de pH y conductividad eléctrica por horizonte.....	43
14.	Mineralogía de los dos perfiles en la parte alta del microrelieve.....	44
15.	Mineralogía de la parte media del microrelieve.....	45
16.	Mineralogía de la parte baja del microrelieve.....	46
17.	Comparación mineralógica de los perfiles 1 y 2 en la parte alta del microrelieve	47
18.	Comparación mineralógica de los perfiles 3 y 4 en la parte transicional del	47

	microrelieve.....	
19.	Comparación mineralógica de los perfiles 5 y 6 policiclicos, en la parte baja del microrelieve.....	48
20.	Comparación mineralógica de los perfiles 7 y 8 en la parte transicional del microrelieve.....	49
21.	Orden de dominancia de las fases mineralógicas.....	51
22.	Fases mineralógicas presentes en el material parental y en los suelos.....	52

RESUMEN

Es bien conocido que la pedogénesis sobre material parental calcáreo difiere significativamente del suelo desarrollado sobre materiales de sílice. Mientras que suelos moldeados sobre caliza en el Mediterráneo y regiones templadas (en particular, Terra Rossa, Terra Fusca, y Rendzinas) han sido estudiados exhaustivamente, los conocimientos sobre suelos tropicales desarrollados sobre carbonatos (incluyendo los suelos de humedales) son limitados. Los humedales funcionan como una parte fundamental del paisaje debido a su papel como atenuante en inundaciones, tormentas, en recarga del acuíferos, mejora de la calidad del agua, y parte importante en los ciclos biogeoquímicos. El suelo constituye la parte más importante por la regulación de estas funciones ecológicas.

El objetivo de este trabajo fue identificar los procesos pedogenéticos y geomorfológicos que controlan la formación de y distribución de suelo, así como comprender su relación en el desarrollo del paisaje.

Investigamos una típica toposecuencia moldeada sobre roca caliza y afectada por procesos de karst al noreste de la península de Yucatán en la región denominada Yalahau.

Este estudio fue realizado a lo largo de un transecto E-W en el que se muestrearon un total de nueve perfiles donde se identificó la variedad de suelos y su distribución a lo largo del paisaje: desde los altiplanos con bosques tropicales; las áreas de transición con pequeñas piscinas de disolución kárstica; hasta la planicie con grandes depresiones donde se encuentran los humedales. Determinamos la distribución del tamaño de partículas, color, porcentaje de materia orgánica (M.O.), carbono orgánico disuelto total (COD), mineralogía de arcillas, isótopos estables, pH, conductancia eléctrica y la caracterización de la materia orgánica. Así mismo se analizó el material calcáreo para analizar su influencia en la pedogénesis.

En los altiplanos, bajo una selva poco perturbada, se encontraron suelos someros donde domina un perfil Ah/Ahg/C. El contenido de M.O. es 17.9 % dominando los ácidos fulvicos. En posiciones intermedias, entre altiplanos y las áreas más bajas del humedal, donde la selva está restringida a ciertos lugares, aparece el perifiton, moldeando una corteza blanda. El suelo tiene un perfil de Ah/Bw/C y un contenido de M.O. de 4.9 %. En los humedales el suelo puede ser establecido como policíclico, dos ciclos diferentes de formación y sedimentación fueron reconocidos. Un perfil bien desarrollado fue encontrado con horizontes AO1/AO2/AB/2Ah, con porcentajes de M.O. altos (30 %). No todos los suelos del humedal tienen un epipedon hístico. Sin embargo, la presencia del horizonte Bk es importante con gran cantidad de conchas.

La mineralogía en todos perfiles contiene un conjunto de minerales muy contrastante: cuarzo, siderita, boehmita, calcita. En los humedales aragonita y heulandita fueron detectados. En la zona de transición se identificaron caolinita y gibbsita. La mayoría de ellos heredados del material parental.

Los suelos del humedal moldeados sobre roca caliza en el norte de la península de Yucatán son diferentes de los suelos típicos de un humedal. Las diversas unidades de suelo indican una complicada integración de la génesis, evolución, distribución y sus distintas características. Esta intergradación es probablemente atribuible a los procesos bioclimáticos y a las diferentes tasas de decarbonatación del material parental (roca caliza), debido al intemperismo selectivo. La vegetación contribuye con el material orgánico pero su descomposición es limitada y en casi todos los casos es posible reconocer desechos muy frescos y una abundancia de ácidos de fulvicos.

CAPÍTULO I

Introducción

Los humedales representan un rasgo crítico del paisaje global dado su papel único en la regulación de los ciclos biogeoquímicos globales. Los humedales son algunos de los ecosistemas biológicamente más productivos en la Tierra, su productividad puede ser superior a la de los sistemas terrestres y acuáticos. No sólo sirven para promover y sostener la biota en diversas formas, sino como filtros vivientes de contaminantes arrastrados por el proceso de escorrentía y precipitación atmosférica. La biodegradación de compuestos orgánicos, el reciclaje de los elementos, el intercambio atmosférico, la capacidad de procesamiento y respuesta de las plantas, son controlados por las condiciones únicas en el entorno de los humedales (Dugan, 2003). Asimismo, proporcionan un hábitat único para las plantas y animales, suministran un control para las inundaciones, ofrecen un hábitat para especies comerciales y permiten la recarga del manto freático (Smith y Wakely, 2001). De hecho estos sistemas pueden mejorar la calidad del agua. Otra de sus funciones destacables es que pueden servir como sumideros de contaminantes y convertir el nitrato a gas N_2 (Reinelt y Hornet, 1995).

Es sabido que distintos procesos químicos, físicos, biológicos de este ecosistema están directamente relacionados con el funcionamiento en el suelo (Reddy, 2008) y cualquier cambio en sus propiedades modifica la productividad y distribución de las comunidades de organismos (Fennessy *et al.*, 2001).

Los humedales figuran entre los hábitats más sensibles del mundo, manteniendo un equilibrio muy frágil con su entorno. Cualquier cambio, por pequeño que sea causa modificaciones severas en la atmósfera, el suministro de agua o en el suelo. Como consecuencia estos hábitats son extremadamente vulnerables, a alteraciones humanas lo que significa que son dañados muy fácilmente. Se degradan con rapidez, debido a su incorporación a la agricultura (Gordon *et al.*, 2010); por la salinización, ya sea por intrusión salina del agua de mar o por recepción de aguas contaminadas (Nielsen *et al.*, 2003); Como las poblaciones humanas se expanden, las demandas de tierras y aumentos en la producción de alimentos, se incrementan, de tal manera que se predice una disminución importante de estos ecosistemas (Moore, 2006).

En las naciones desarrolladas del mundo, una gran proporción de los humedales se ha perdido, ya sea para la extracción de turba, desarrollo agrícola o cambio de uso de suelo. Por ejemplo en los Estados Unidos, los humedales continúan

siendo convertidos en tierras agrícolas a un ritmo de alrededor de 250,000 ha por año (Moore, 2006).

El escaso conocimiento de los suelos en todos los niveles y a la poca información sobre el uso y manejo de los mismos ha propiciado esta situación. Aún más, este desconocimiento es mayor en los suelos de los humedales. Para conocer las particularidades de los suelos es necesario caracterizarlos correctamente para así poder establecer planes de desarrollo que nos conduzcan a utilizar los suelos en forma correcta.

La península de Yucatán se caracteriza por tener una gran diversidad de suelos en extensiones pequeñas de terreno (Bautista, *et al.*, 2005), pero que se agrupan en unos cuantos órdenes lo que complica el manejo homogéneo de los mismos. Los más abundantes son los Leptosoles réndzicos, con casi el 70% de cobertura. En este relieve kárstico son comunes los humedales, sobre todo en la porción noreste, que está caracterizada por una serie de tierras pantanosas e inclinadas de agua dulce (Tulaczyk, 1993).

Actualmente los estudios de génesis de los suelos en humedales son escasos, aunque paradójicamente son fundamentales para conocer y entender el funcionamiento del ecosistema. Este debería ser un pre-requisito para emprender acciones de manejo y rehabilitación, ya que se debe tener la capacidad de predecir la respuesta a los cambios (Frennessy *et al.*, 2001).

De hecho son pocos los trabajos que abordan los cambios en las propiedades del suelo como consecuencia de la dinámica del humedal (Frennessy *et al.*, 2001) y aún menos los que versan en los procesos de formación.

Es en este sentido que se considera como indispensable en el estudio de los humedales determinar las características físicas químicas y biológicas de los suelos de ya que determinan sus propiedades y funcionamiento de los humedales. Por lo tanto el punto central de todos los valores atribuidos a los humedales debe ser el suelo ya que es el sitio en donde interaccionan. Por lo anterior para comprender el funcionamiento de los humedales se debe entender los procesos pedogenéticos que se encuentran dentro y alrededor de ellos.

I.1. Justificación

El estudio de los humedales está enfocado a sus atributos ecológicos. Las características físicas, químicas y biológicas de los suelos de humedales son importantes y determinan las propiedades y funcionamiento de los humedales. Por lo tanto el punto central de todos sus valores debe ser el suelo, ya que es el punto donde interaccionan.

Hay que señalar, que debido al complejo funcionamiento que presentan estos ecosistemas, en muchas ocasiones las alteraciones no son propiamente intencionadas ni pretenden atentar contra sus recursos naturales ni valores, sino que son el resultado de un desconocimiento del funcionamiento del humedal, prácticas inadecuadas (porque se realizan lejos del ámbito estricto del humedal y se desconocen las posibles conexiones dinámicas con el mismo) y, en general, de la aplicación de una mala gestión del territorio.

Para poder diseñar e implementar políticas territoriales que contemplen una sostenibilidad de los recursos de las zonas húmedas (entendidos en sentido amplio) hace falta conocer perfectamente la dinámica del ecosistema.

Por lo anterior para comprender el funcionamiento de los humedales se debe entender las funciones del suelo que se encuentran dentro y alrededor de ellos. Un pre-requisito, para esta tarea es entender la génesis de los suelos, lo que permite saber el papel que juega cada uno de los factores formadores en el desarrollo, evolución y dinámica pedogenética. Es por esto que en este trabajo se aborda como punto principal establecer la génesis de los suelos del humedal del Edén.

I.2. Hipótesis

La pedogénesis en los materiales parentales calcáreos difiere significativamente de los suelos que se desarrollan sobre los minerales silicatados. En la reserva Ecológica “El Edén” esperamos encontrar que el relieve y las condiciones de saturación por agua sean el principal factor que condiciona la formación de los suelos en el humedal.

I.3. Objetivos

I.3.1. General

Evaluar los procesos pedogenéticos dominantes que son responsables de las características particulares de los suelos en la toposecuencia realizada en el humedal de la reserva Ecológica “El Edén” en Quintana Roo y que son responsables de los valores atribuidos a este bioma.

I.3.2. Específicos

- Identificar y caracterizar las diferentes unidades de suelo.
- Reconocer el factor que condiciona la alta diversidad de suelos en esta pequeña extensión de terreno.
- Entender el desarrollo de los suelos del humedal.

CAPITULO II

Antecedentes

II.1. Que son los humedales?

El termino humedal es fácil de comprender; una región del mundo que está húmeda. Pero en realidad definir un humedal es más difícil de lo que uno podría esperar. El bioma incluye regiones donde el agua es poco profunda, fresca o salobre. Los océanos, los mares y lagos hondos son excluidos de la definición de un humedal normalmente, pero sus bordes poco profundos si los son. Para hacer la definición más precisa, delegados de muchos países se reunieron en Ramsar, Irán, en 1971. El acuerdo internacional dio como resultado, la convención de Ramsar, que define "Humedal" como "todas las áreas de pantano, terreno pantanoso, región de turba, o agua, ya sea natural o artificial, permanente o temporal, con el agua estática o que fluye, fresca, salobre, o salada." Considera una profundidad de 6 m como límite para caer dentro de la definición de un humedal (Moore 2006). Pero para fines de esta investigación utilizaremos la definición propuesta por (Fide Scott y Carbonell, 1986).

"...son humedales aquellas extensiones de marismas, pantanos, turberas o aguas de régimen natural o artificial, permanentes o temporales, estancadas o corrientes, dulces, salobres o saladas, incluyendo las extensiones de agua marina cuya profundidad en marea baja no exceda de seis metros".

II.2. Funciones

Los humedales son sistemas complejos. Las funciones en estos ecosistemas son conducidas por muchos procesos químicos, físicos y biológicos (Reddy, 2008).

Los humedales funcionan como parte del paisaje con o sin la presencia de seres humanos. Tienen valor porque muchas de sus funciones son útiles para los seres humanos. (Mitsch y Gosselink, 2000)

II.3. El principio hidrogeomorfo

El valor de los humedales depende de su posición hidrogeomorfo en el paisaje y los asentamientos humanos, cercanos y lejanos, Su posición hidrogeomorfo significa el grado al que el humedal está abierto a flujos hidrológicos y biológicos con otros sistemas, incluyen urbanos y agrícolas (Mitsch y Gosselink 2000).

Cada humedal es ecológicamente único. Esto complica la medición de su "Valor". (Mitsch y Gosselink, 1993).

Los humedales son una característica crítica del paisaje global porque juegan un papel único en la regulación global de los ciclos biogeoquímicos. Son los ecosistemas más productivos biológicamente en la Tierra; esta productividad puede exceder a la de sistemas terrestres o acuáticos. También pueden servir como filtros vivientes de agentes contaminantes y de la deposición atmosférica. Además su actividad es controlada por las condiciones del ambiente y de los suelos (Reddy, 2008).

Los humedales se localizan en áreas con poca elevación y un nivel freático alto. Estas áreas están mal drenadas y retienen agua durante el período de lluvias. (Reddy, 2008).

Los procesos biogeoquímicos en el suelo y en la columna de agua son controladores las funciones relacionadas con los valores del humedal. Los procesos biogeoquímicos que ocurren en estos ecosistemas son también importantes en los ciclos biogeoquímicos mundiales, incluyendo el calentamiento global, secuestro de carbono y la calidad del agua. De hecho según Reddy (2008) los humedales son las fuentes atmosféricas de dióxido de carbono, metano y óxido nitroso.

Para comprender el funcionamiento de los humedales se debe entender las funciones del suelo que se encuentran dentro y alrededor de ellos.

II.4. Distribución global de los humedales

A diferencia de la mayoría de los biomas, que están restringidos a ciertas zonas climáticas de la tierra, los humedales son encontrados en todo el mundo. Son, sin embargo, más comunes en algunas partes del mundo siendo más comunes en porciones subtropicales al norte del ecuador. Son encontrados en tantas situaciones climáticas diferentes, toman un muy amplio rango de formas (Moore, 2006).

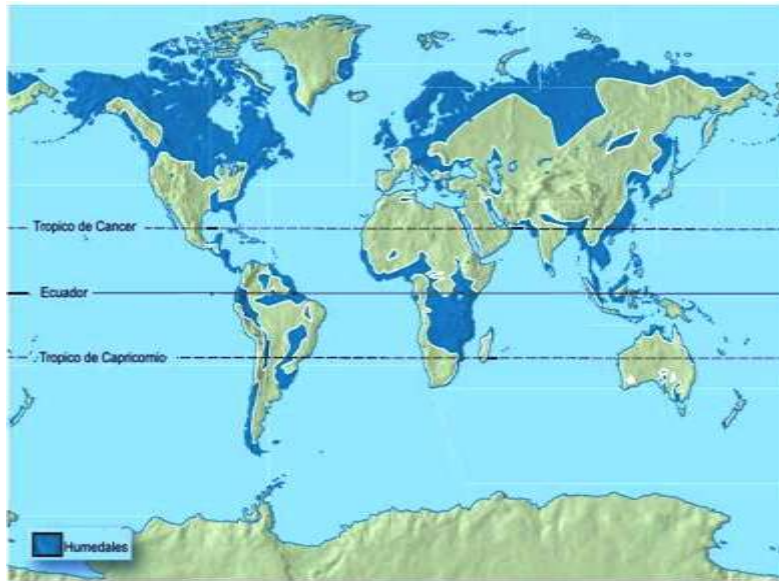


Figura 1. Distribución de los humedales en el mundo.

Mundialmente los humedales pueden ser encontrados en todos los climas, de tropical a tundra, con excepción de la antártica. Aproximadamente 6% de la superficie de la Tierra (cerca de 800 millones de ha), esta cubierta por los humedales en el más alto nivel, la biósfera, conocemos sus valores, y sus beneficios se acumulan en el mundo entero (Mitsch y Gosselink, 1993), todavía son el 20 % del paisaje en regiones boreales donde grandes extensiones de turberas se han encontrado. Es probable que uno de los papeles más importantes de los humedales pueda ser como eje del cambio climático mundial por el secuestro y liberación de carbono de una proporción muy importante fijado en la biósfera (Fig. 1) (Mitsch y Wu, 1995).

II.5. Tipos y ocurrencia de humedales mexicanos

Olmsted (1993) proporciono los tipos básico de humedales en México:

Los humedales marinos incluyen bahías, que son sistemas marinos abiertos, expuestos al oleaje del océano y camas de algas marinas llamadas “ceibadales”. Estas camas son abundantes a lo largo de las orillas a excepción del Norte (Baja California).

Los sistemas de estuario incluyen deltas y lagunas costeras. Los humedales dentro de estos sistemas incluyen pantanos mangle, “petenes”, y pantanos salinos y salobres.

Los humedales del mangle son el tipo más común de humedal costero, a lo largo de la Costa del Pacífico así como la costa del golfo de Xcalak al sur en el Caribe a Matamoros a lo largo de la Costa del Pacífico.

La mayoría de los pantanos de mangle productivos ocurren a lo largo de deltas de río donde el aluvión proporciona el relleno anual de nutrientes (Day *et al.*, 1982).

Los ejemplos incluyen Delta del río Usumacinta cerca de Laguna de Términos en Campeche (Lot y Novelo, 1990), el Atasta y las lagunas de Pom en Campeche, la laguna de Sontecomapan al sur de Veracruz, la laguna de Brava del Agua en Nayamt, laguna de Teceapan en Sinaloa y el delta de Mezcalapa en Tabasco. Franjando bosques del mangle ser menos extenso a lo largo de las costas del golfo de Yucatán, Tamaulipas y Veracruz. Hay también áreas extensas de los pantanos de mangle de arbusto en la península de Yucatán a lo largo del golfo y de la costa del Caribe.

Los “Hammocks” o “petenes” son característicos en humedales costeros de Campeche, de Yucatán y de Quintana Roo. Estas islas boscosas son comunes en la matriz de la vegetación del pantano y la vegetación de mangle.

Los lagos relacionados con humedales incluyen lagos de agua dulce, el depósito y sus litorales así como los lagos de sal. Aunque México tenga un número importante de lagos naturales y reservorios, hay relativamente pocos lagos en el sur de México, especialmente en la península de Yucatán debido a geología de la roca caliza, y la topografía del karst. Hay algunos lagos en Chiapas, Campeche, Quintana Roo, Tabasco y Veracruz (Olmsted, 1993).

II.6. Suelos en los humedales

Las reacciones que ocurren en los suelos de humedales propician condiciones anaeróbicas lo que adaptaciones especiales en organismos para sobrevivir al ambiente del humedal.

Aunque "suelos de humedal" es un término general utilizado para todos los suelos de humedal. Se ha acuñado el término “Suelos hídricos” fue introducidos por Cowardin *et al.* (1979).

“...Suelos que se forman bajo condiciones de saturación, inundación o anegados por largo tiempo suficiente para desarrollar condiciones anaeróbicas” (Hurt *et al.*, 1998).

La cantidad de definiciones de suelos hídricos es tan amplia como la del concepto de suelo la siguiente es la propuesta de (Soil Survey Staff, 1975):

“Los suelos hídricos son suelos con agua en o cerca de la superficie en la mayor parte de la temporada de crecimiento de las plantas o el suelo

esta saturado por mucho tiempo para soportar vegetación que se desarrolle bien en condiciones de humedad. Implica un régimen reducido que está libre de oxígeno disuelto por que el suelo esta saturado por agua en los espacios capilares”.

Para este trabajo la modificación propuesta en 1980 es más adecuada:

Los suelos hídricos son suelos que por un periodo de tiempo tiene condiciones de reducción (el suelo está virtualmente libre de oxígeno) en la mayor parte de la zona de las raíces y esta saturado (el suelo es considerado saturado a una profundidad donde todos los poros han sido llenados con agua) dentro de los 25 cm de la superficie. La mayoría de los suelos hídricos tiene propiedades que reflejan predominantemente colores en la matriz como los siguientes: (1) si hay moteado (concentraciones redox), el croma es 2 o menos, y (2) si no hay moteado en la croma es 1 o menos.

II.7. Materia orgánica

Casi toda vida en la tierra depende de la materia orgánica (MO) para la energía y los nutrientes. La MO colabora en el crecimiento de los productores primarios a través de la modificación de las propiedades físicas, químicas, y biológicas del suelo. La formación de materia orgánica del suelo (MOS) es sumamente compleja, y debido a su importancia en procesos de formación de suelos y calidad, es fundamental en la delineación del manejo ecológico del humedal. El estudio de la formación y acumulación de MOS ha inspirado mundialmente investigación exhaustiva. La dinámica de la materia orgánica y los suelos orgánicos tiene un papel muy importante en los ecosistemas y un efecto trascendental en el manejo de los humedales, suelos y la calidad de agua (Richardson y Vepraskas, 2001).

Las moléculas orgánicas complejas de gran tamaño son degradadas por procesos hidrolíticos bióticos y abióticos en compuestos de bajo peso molecular y posteriormente, se produce una oxidación de estos compuestos orgánicos hasta obtener compuestos inorgánicos simples que los constituyen (CO_2 , H_2S , NH_4^+ , PO_4^{3-} , H_2O) que es lo que se conoce como mineralización (Wetzel y Likens, 1991). A la vez, en este proceso catabólico parte de los materiales orgánicos son incorporados como biomasa en distintos organismos detritívoros (Maltby, 1996).

El carbono detrítico presente en los sistemas (o el total de materia orgánica muerta -MOM- presente) también puede subdividirse en materia orgánica disuelta (MOD) y materia orgánica particulada (MOP). La diferencia entre ambos tipos de MO se establece de forma analítica a partir de 0.5 mm de tamaño. Por debajo de ese valor, que ya no pueden ingerir la mayoría de metazoos, se habla de MOD (Wetzel y Likens, 1991). La proporción entre ambos tipos de MO es variable, pero oscila entre 1:6 y 1:10 para MOP:MOD (Wetzel, 1990). Esta MOD, debido a su pequeño tamaño, es mayoritariamente consumida por microorganismos (hongos y bacterias principalmente, y diversos protozoos y componentes de la meiofauna). Estos organismos mueren y liberan otra vez la MO como MOD que es nuevamente asimilada (Wetzel, 1999).

La MOD puede a su vez subdividirse en dos categorías: la materia orgánica disuelta de carácter lábil-MODL- y la de carácter recalcitrante-MODR-. La MODL, formada por MO de bajo peso molecular, es rápidamente asimilada y metabolizada por los organismos osmotróficos (hongos y bacterias). No obstante, esta fracción sólo representa entre 1-20 % de la MOD total (Münster y Chróst, 1990) y sólo entre 1-5 % en los sistemas distróficos con gran contenido en sustancias húmicas (Münster *et al.*, 1992). De esta forma, la mayoría de MOD está en forma de MODR, formada por compuestos de alto peso molecular, en el que dominan distintos biopolímeros, como proteínas, polinucleótidos, lípidos, polisacáridos, y geopolímeros y donde hay una gran cantidad de componentes lignocelulósicos derivados de plantas superiores, y que llega a constituir hasta un 80-90 % de la MOD (Fig. 2) (McKnight y Aiken, 1998).

II.7.1. Acumulación de materia orgánica

Los humedales son caracterizados por interfaces aeróbicas y anaeróbicas, una columna de agua y acumulación de materia orgánica en el suelo. En los ecosistemas de humedales, la productividad primaria excede la tasa del proceso de descomposición, resultando en acumulación neta de materia orgánica en el suelo. Esta acumulación neta de materia orgánica es regulada por la actividad de varios descomponedores, incluyendo invertebrados bentónicos, hongos y bacterias. En un camino simplista, la descomposición puede ser vista como un proceso de 3 pasos:

- Caída de materia orgánica particulada (POM) por fragmentación de pastos.
- Actividad electrolítica de enzimas extracelulares envueltas en la conversión de POM (polímeros como los polisacáridos).
- Actividad catabólica microbiana (conversión de monómeros a dióxido de carbono y metano) (Reddy, 2008).

Como la materia orgánica es descompuesta y transformada, esto es sujeto a sepultamiento, un proceso que generalmente resulta en un cambio de condiciones aeróbicas a anaeróbicas en el perfil de suelo. En esta etapa, las tasas de descomposición son drásticamente reducidas. La descomposición en el humedal difiere de las tierras altas. La predominancia de condiciones aeróbicas en tierras altas resulta en una rápida descomposición de materia orgánica detrítica. La acumulación neta de materia orgánica en este caso, y envuelve la acumulación de compuestos altamente resistentes que son relativamente estables. En suelos de humedales el proceso de descomposición ocurre de forma significativamente lenta debido a la predominancia de condiciones anaeróbicas (Fig. 2) (Reddy, 2008).

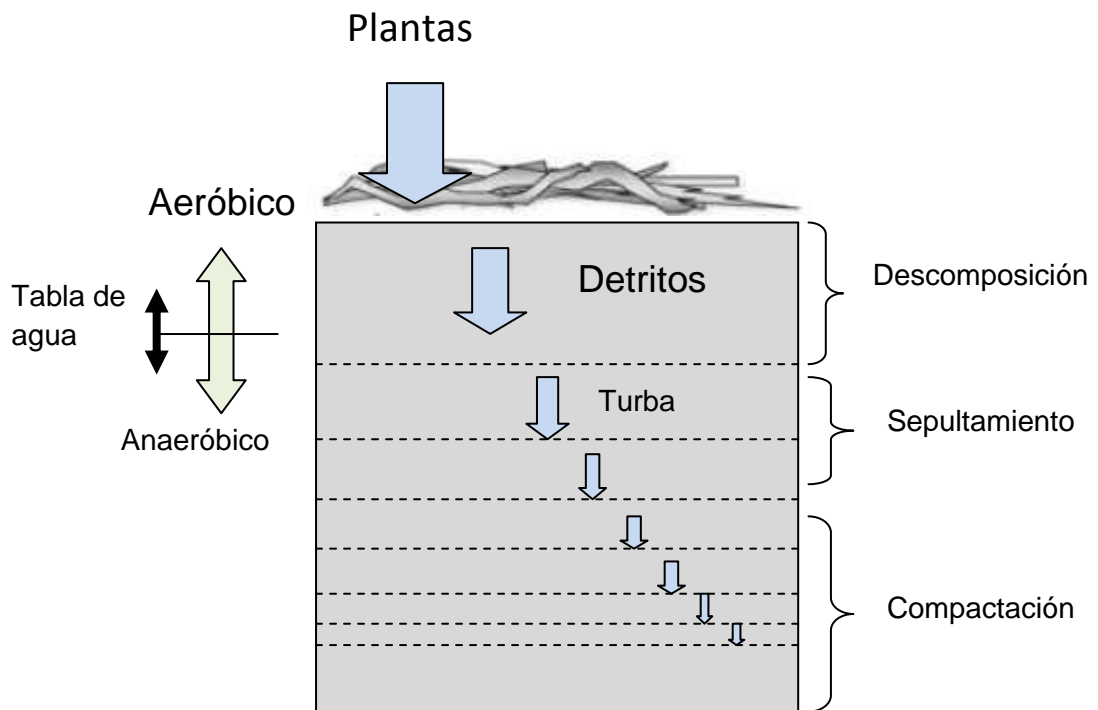


Fig. 2. Descomposición y acumulación de materia orgánica y génesis de suelos orgánicos.

De este modo la acumulación de materia orgánica en el suelo de los humedales está típicamente caracterizada por una estratificación construida de restos de plantas parcialmente descompuestos, con bajo grado de humificación. La biodegradabilidad de la materia orgánica decrece con la profundidad.

La génesis de los suelos de humedales depende de la deposición de la MO; este proceso a menudo es considerado más de tipo biogénico que pedogénico (Buol, 2000).

II.7.3 Carbono orgánico disuelto

Un poco de la materia orgánica disuelta (MOD) en la capa de detritus es producida por lixiviación de materiales del almacén de detritus. La materia orgánica disuelta representa aproximadamente < 1 % de la materia orgánica total (McGill *et al.*, 1986). Sin embargo, en la superficie del agua el carbono orgánico disuelto (COD) alcanza hasta el 90 % del TOC (Fig. 3). La MOD representa un amplio espectro de compuestos orgánicos producto de variaciones recalcitrantes ambientales diferentes. Solamente una fracción pequeña extraída podría ser disponible. El almacén de COD es un componente relativamente estable de la materia orgánica disuelta en términos calidad y tamaño de ambos (Wetzel, 1993).

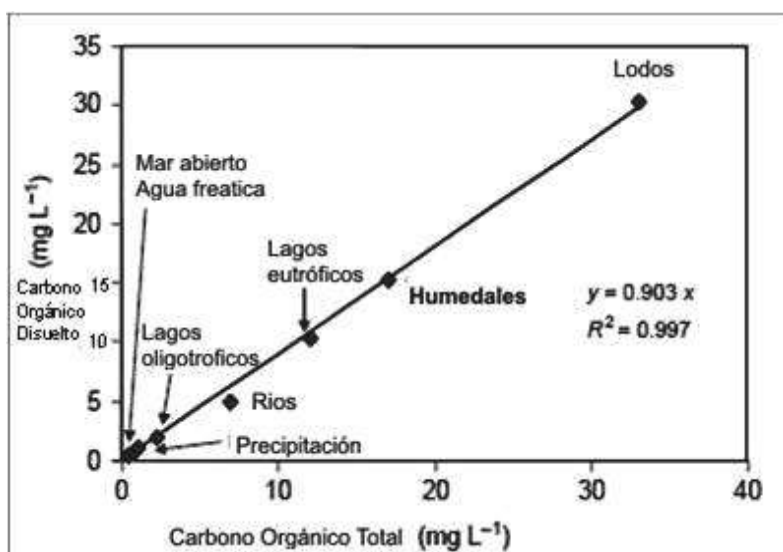


Figura 3. Relación entre carbono orgánico total y carbono orgánico disuelto de la columna de agua (Tomado de Wetzel, 2001.)

Sin embargo, es ahora reconocido que esas moléculas influyen en la actividad biológica (Flessa *et al.*, 2000), afecta el transporte de metales y contaminantes orgánicos (Römken y Dolfing *et al.*, 1998), y colabora en el intemperismo mineral (Pohlman y McColl, *et al.* 1988) y el proceso de podzolización (Van Hees y Lundström, 2000).

Numerosos factores bióticos y abióticos controlan temporal y espacialmente la dinámica del MOD y del COD (Kalbitz *et al.*, 200). Brevemente, las propiedades del como pH e intercambio iónico de la fase acuosa determinan la solubilidad de la materia orgánica mientras que óxidos de Al y Fe y minerales de arcilla condicionan el equilibrio entre absorción y desorción entre la fase disuelta y la fase sólida de la MO de suelo. La producción y el consumo de COD y MOD dependen principalmente de la

actividad microbiana y del equilibrio con la fase sólida del MO del suelo (Chantigny, 2003)

II.8. Sustancias húmicas

Los mayores componentes de la materia orgánica del suelo son las sustancias húmicas, formadas de por degradación biológica y química de restos de animales y plantas y de síntesis por microorganismos. Los componentes de estos residuos que sirven como un recurso de las SH no están completamente claros (Richardson y Vepraskas, 2001).

Los residuos orgánicos bajo descomposición incluyen compuestos como los ácidos grasos, carbohidratos, proteínas y los productos de su descomposición como amino ácidos, ligninas, resinas y varios ácidos orgánicos, materiales aromáticos, alcoholes e hidrocarburos. Colectivamente, estos compuestos forman cerca de 10 al 15% de la cantidad total de MOS. Un grupo separado de sustancias de origen y naturaleza no totalmente comprendidas son denominadas sustancias húmicas. Este grupo comprende cerca del 85 al 90% del humus del suelo. El termino "sustancias húmicas" es un término usado para describir las sustancias coloreadas formadas por reacciones de síntesis secundarias o por sus características de solubilidad. Los principales grupos de sustancias húmicas son: ácidos húmicos, ácidos fulvicos y húminas (Richardson, 2001)

Bajo la influencia de un pobre drenaje que ocurre en los suelos de humedales, la descomposición anaeróbica prevalece (Tan, 2000). Debido a la falta de oxígeno el proceso de descomposición es muy lento y por lo tanto contribuye a la acumulación de cantidades enormes de materia orgánica (Gondar, 2004). En general, los horizontes orgánicos en humedales constituyen registros auténticos de información evolutiva ambiental y paleoambiental (Martínez-Cortizas *et al.*, 1999).

Estos depósitos de MO no están limitados por condiciones climáticas pueden ser encontrados donde gran cantidad de biomasa este disponible y donde la descomposición de residuos orgánicos es inhibida (Gondar, 2004). Las plantas que crecen en ellos están restringidas a recibir entradas de nutrimentos únicamente vía depositación atmosférica sin ninguna contribución del sustrato y pueden sin embargo ser usados por ejemplo para cuantificar la acumulación de metales pesados encontrados a consecuencia de las actividades humanas (Martínez-Cortizas *et al.*, 1999)

Las características de la materia orgánica del suelo son determinadas por condiciones ambientales. Dependiendo de la naturaleza de la vegetación, el clima y propiedades fisicoquímicas del suelo, el proceso de humificación resulta en la formación de sustancias húmicas las cuales son sumamente variadas en su composición e influyen directamente en las propiedades del suelo (Kononova, 1966; Duchaufour, 1977).

Schnitzer, (1978) estableció cuatro hipótesis para explicar la formación de sustancias húmicas: alteración de componentes de la planta, síntesis microbiana, polimerización química y autólisis de las células después de la muerte. Las primeras dos implican que en las fases de humificación las sustancias húmicas de alto peso molecular (ácidos húmicos, AH) son formadas para después degradarse a ácidos fulvicos (AF). Las siguientes dos hipótesis indican que en las primeras etapas de las sustancias húmicas de peso molecular bajo desarrollan por la polimerización, AF y después AH y huminas. Si la primera hipótesis es correcta la formación de las sustancias húmicas esta influida en fuertemente por la naturaleza del material original de las plantas.

De acuerdo con Schnitzer (1978), "Es probable que estos cuatro procesos ocurren simultáneamente, aunque bajo las ciertas condiciones podían dominar uno u otro". Por lo tanto la materia orgánica del suelo esta compuesta de una mezcla de sustancias húmicas que se formaron de estas cuatro diferentes maneras y sus características depender de las características de las sustancias en cada mezcla.

Asumiendo que las sustancias húmicas son la parte mas resistente de las fracciones orgánicas del suelo, el proceso de humificación debe ser considerado como de gran importancia respecto al conocimiento de la calidad del suelo y los mecanismos de secuestro de C. Debido a que en general la formación sustancias húmicas requiere cientos de años y la contribución de una gran cantidad de agentes y materiales de inicio (Almendros, 1998).

III. MATERIALES Y MÉTODOS

III.1. Descripción del área de estudio

Las tierras bajas tropicales de la península de Yucatán consisten en una plataforma cárstica que se va inclinando de sur a norte. También existe un gradiente ambiental donde la elevación, el relieve topográfico, el flujo del agua, y la altura del dosel del estrato arbóreo van disminuyendo de sur a norte. La península por lo general se divide en tierras bajas del norte y del sur más o menos a la latitud de 19° N (Figura 5) (Fedick, 2002). Las tierras bajas del sur contienen numerosos ríos y arroyos, aunque el agua es un recurso escaso en el área interior central. En las tierras bajas del sur las tierras pantanosas son extensas, y están asociadas con las planicies inundables de los ríos cársticos y las depresiones cársticas naturales (los bajos) con niveles freáticos altos. Como contrapartida, las tierras bajas del norte virtualmente no contienen arroyos en su superficie, y el agua dulce está restringida a los pozos naturales o cenotes, junto con una cantidad limitada de pequeños lagos asociados con sistemas de fallas (Fedick, 2002).

La región de Yalahau palabra Maya que significa “donde nace el agua”, “agua del Rey” o Gran Señor”, contiene más de 250 000 hectáreas de ambientes naturales bien conservados, incluidos los ambientes lagunares y marinos, los pastizales marinos, distintos tipos de humedales, manglares, sabanas, dunas costeras y diversos tipos de selva (Lazcano-Barrera *et al.*, 1995). Al noreste de Quintana Roo (Figura 5) presenta agudos contrastes con la descripción general de las tierras bajas del norte. La región de Yalahau está caracterizada por una serie de tierras pantanosas e inclinadas de agua dulce, que se han formado dentro de corredores de solución cárstica asociados con la fractura de la zona de Holbox (Southworth, 1985; Tulaczyk, 1993; Weidie, 1985).



Figura 4. Mapa Landsat V de la región Yalahau (anaranjado) y la localización del área de estudio (rojo).

Estos corredores de solución han descendido hasta llegar al nivel freático, conectándolos directamente con la capa freática local de agua dulce (Tulaczyk, 1993). Las variaciones de la topografía local dentro de la región de Yalahau resultan en diferencias entre las tierras húmedas en cuanto a regímenes hidrológicos, suelos, y asociaciones de vegetación. En general, el relieve topográfico decrece de sur a norte, siendo las tierras pantanosas del sur más estrechas, más profundas, y estando inundadas por períodos más extensos de tiempo que las del norte (Fedick, 2002).

III.1.1. Reserva ecológica El Edén

Establecida en 1990, El Edén es una de las primeras reservas ecológicas privadas dedicadas a la investigación para la conservación biológica en México. La reserva cuenta con una extensión de 1,492 hectáreas, se localiza a los 21° 13' N 87° 11' W, a una altitud de 5 a 10 M.S.N.M., y se ubica a 28 Km. al nne de Leona Vicario, en el Municipio de Lázaro Cárdenas, en Quintana Roo, México (Gómez Pompa). La vía de acceso es a través de un camino de terracería que se encuentra en el límite sureste de la misma, que va desde el poblado Francisco May hasta la carretera Cancún-Mérida en el kilómetro 290 (Fig. 6) (Lazcano-Barrera *et al.*, 1995).



Figura 5. Estación de investigación de la Reserva Ecológica de El Edén.

Las tierras húmedas de El Edén consisten en una depresión grande y poco profunda que mide aproximadamente 5.5 km en dirección norte-sur, por 8 km en dirección este-oeste (4.4 km²). La mayor parte de estos terrenos pantanosos son objeto de inundaciones estacionales durante la temporada de lluvias (aproximadamente de junio a noviembre), con sólo pequeñas áreas que contienen agua a lo largo del resto del año. El terreno que rodea a las tierras pantanosas es de muy bajo relieve, elevándose a sólo unos pocos metros por sobre el nivel del mar por algunos kilómetros del borde de las tierras pantanosas (Fig. 6).

III.1.2. Clima

La estación meteorológica de Kantunilkin, ubicada a 31 km al SW de la reserva ecológica, registra una temperatura media anual de 24.7° C y una precipitación anual de 1511.4 mm; el clima de acuerdo a García (1981) es Aw²(i'), cálido subhúmedo con lluvias en verano con canícula, con un cociente P/T mayor de 55.3 con poca oscilación de la temperatura media mensual, entre 5 y 7 °C. En la región, los vientos predominantes proceden de sureste, el clima es fuertemente influenciado por el Golfo de México, el Mar Caribe y el Atlántico Norte. (Lazcano-Barrera *et al.*, 1995).

III.1.3. Geología física e histórica

Geológicamente la región forma parte de la Península de Yucatán que conforma una gran losa de material calcáreo, llamado *saskab*. Las rocas calizas que conforman el sustrato de "el Edén" datan del Cuaternario y Terciario. Una particularidad de esta región es su topografía casi plana, con altitudes que apenas rebasan los 30 m. debido a su conformación geológica, al infiltrarse el agua de lluvia por el *saskab* forma cauces subterráneos y como la pendiente es muy suave, no hay afloramientos y sus movimientos son lentos. El agua subterránea forma todo un sistema de estructuras, tipificadas por los cenotes, dolinas, aguadas y lagunas pequeñas. Los cenotes se forman por la acción disolvente del agua en la superficie calcárea, las dolinas como producto de la disolución subterránea de las calizas cuyos techos llegan a colapsarse y la aguadas por la acumulación de agua de lluvia en depresiones impermeables (Lazcano-Barrera *et al.*, 1995).

III.1.4. Suelo

Se observan suelos someros de menos de 30 cm de espesor, cuya génesis se considera como producto de procesos de disolución de la caliza. Siendo el carbonato de calcio el principal componente de la caliza, es claro que no hay una gran cantidad de productos minerales que puedan constituir la cubierta edáfica de la zona (Velázquez *et al.* 2007).

De acuerdo con análisis experimentales llevados a cabo por Landa (2007), el residuo silicatado de las rocas de las canteras de la zona representa menos del 0.5 % del total de la caliza. Esta situación deriva en que los suelos que se observan en los alrededores sean sumamente delgados. De acuerdo con Bautista *et al.* (2005), son los Leptosoles y las Rendzinas los suelos dominantes de la Península de Yucatán.

Dentro de los suelos presentes en la Reserva Ecológica El Edén se encuentra el Leptosol rendzico, Leptosol lítico, Leptosol calcárico, en humedales los suelos dominantes son Leptosol gleyco y Calcisol léptico (Sedov *et al*, 2007).

III.1.5. Hidrología

Debido a que el sustrato está compuesto por roca caliza cuya alta permeabilidad propicia la infiltración del agua de lluvia, se da lugar a la formación de depósitos de aguas subterráneas que fluyen con dirección a la costa, siguiendo la escasa inclinación del terreno. El agua subterránea forma todo un sistema de estructuras, tipificadas por los cenotes y las cavernas (Lazcano-Barrera *et al.*, 1995).

Las sabanas inundables, son extensas depresiones con pendientes muy poco pronunciadas que propician el escurrimiento y la captación de agua de lluvia. Estos humedales son característicos de la porción norte de Quintana Roo, y permanecen inundados varios meses del año (Lazcano-Barrera *et al.*, 1995).

III.1.6. Vegetación

Estos son los tipos de vegetación presentes en la reserva ecológica de “El Eden”:

III.1.6.1. Selva mediana subperennifolia. Ecosistema forestal formado por arboles que alcanzan una altura de unos 15-20 m. Esta selva ha sido fuertemente perturbada por los frecuentes ciclones provenientes del Caribe que cruzan al norte de la Península de Yucatán, por las quemadas que han ocurrido desde épocas muy antiguas y por la perturbación producida por las explotaciones forestales del siglo pasado. Entre los arboles notables se encuentra el árbol del chicle (*Manilkra achras*), la chaca (*Bursera simaruba*), entre otros.

III.1.6.2. Los tintales. Son selvas bajas en suelos inundables dominadas así por el famoso Palo de Tinto, llamado también palo de Campeche (*Haematoxylon campechianum*). Los tintales de esta zona fueron ampliamente explotados y enviados a Europa. En la Reserva de “El Edén” en el siglo pasado, cruzaban vías de ferrocarril para llevar tinto hacia la costa, para su transporte en barco.

III.1.6.3. Las sabanas. Este tipo de vegetación está muy representado en la Reserva y constituye una de las mayores extensiones. Es un

ecosistema muy interesante y raro. Las sabanas de “El Edén” son las únicas sabanas naturales protegidas en México. Es un tipo de vegetación dominado por arboles esparcidos con troncos retorcidos el suelo esta cubierto por gramíneas y ciperáceas. Las sabanas se inundan en la época de lluvia. Las especies arbóreas mas notables son: el nanche (*Bysonima crassifolia*), el jícaro (*Crescentia cujete*), la palma (*Paurotis Wrightii*), entre muchas otras (Lazcano-Barrera *et al.*, 1995).

III.2. Delimitación de la zona de estudio

Para la selección de la zona de estudio se identificó el área de mayor profundidad del humedal con ayuda de una imagen de satélite batimétrica, área en la cual se realizó el transecto de muestreo.

Se realizaron observaciones a nivel regional para el reconocimiento de las distintas unidades de suelo encontradas en la toposecuencia la cual cubre la parte mas alta, ecosistema de selva, una zona de transición entre la zona de selva y humedal (inundación estacional) y la parte menos profunda que corresponde a la zona de inundación. En la figura 7 se muestran los 9 sitios de muestreo realizados dentro de la Reserva Ecológica el Edén.

Una vez reconocidas las unidades de suelos, representativas de cada punto de muestreo, se llevó a cabo la toma de muestras. La descripción de los perfiles y delimitación de los horizontes se realizó con base a la WRB (1998), con el sistema ABC, el cual es principalmente utilizado para realizar descripciones de suelo en campo.

Este estudio se realizó a lo largo de un transecto EW, en el humedal a fin de establecer las unidades de suelos que caracterizan la cubierta edáfica y su distribución a través del paisaje. Este transecto cruzó los principales elementos geomorfológicos y tipos de vegetación: las tierras altas con bosques tropicales, pequeñas piscinas cársticas, y extensas depresiones en la roca donde se encuentran los humedales (Fig. 7). A lo largo del transecto se identificaron tres zonas: selva, planicies de disolución donde se identificaron dos zonas una transicional y otra donde se encuentran los humedales.

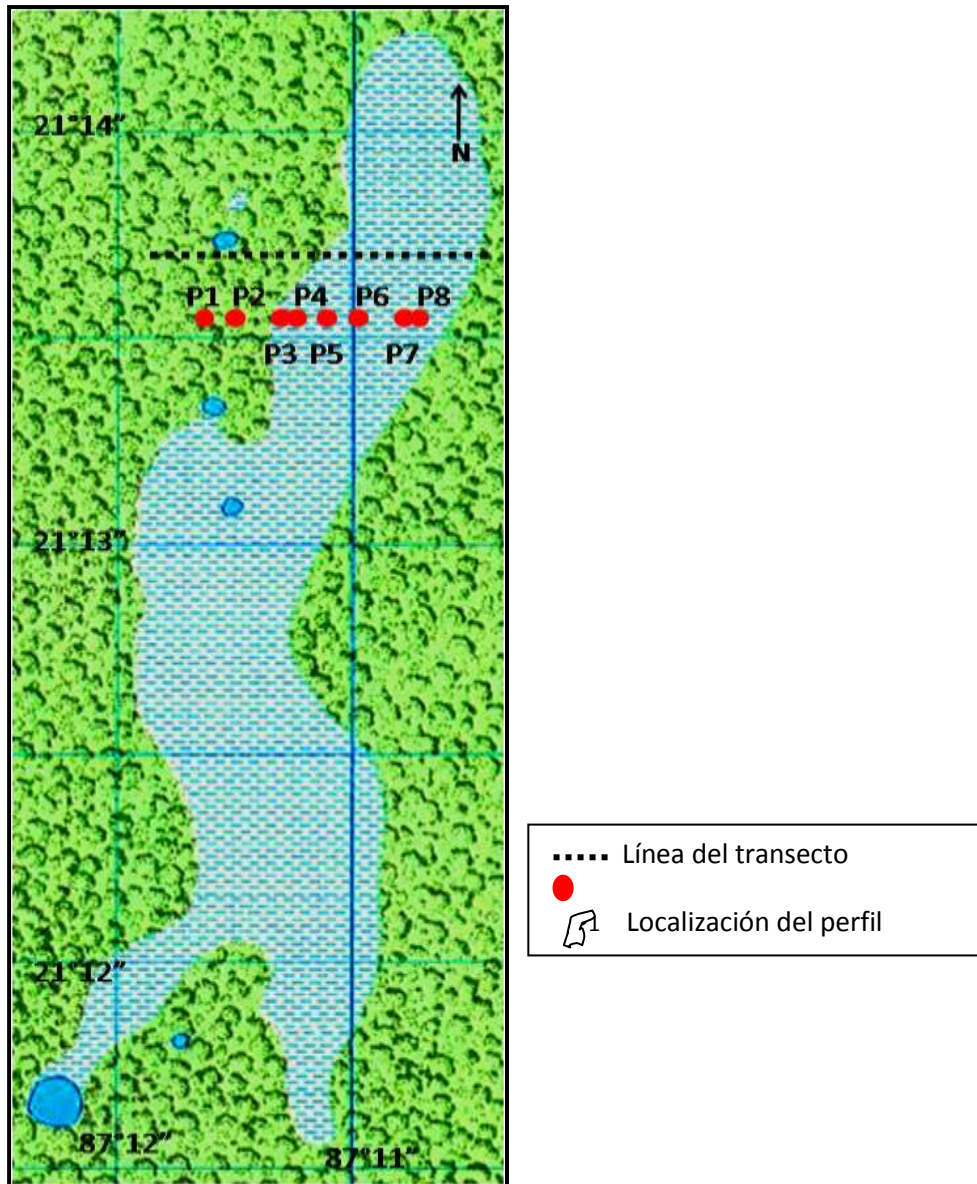


Figura 6. Localización del área de estudio y de los perfiles

III.3. Muestreo

La toma de muestras se realizó colocando una pala en el límite del horizonte y de forma cuidadosa, con ayuda de una cuña, se logró colectar el suelo en la pala. Las muestras colectadas fueron homogéneas y contenían todas las variaciones observables del horizonte. Se tomaron aproximadamente 2 kg de muestra de cada uno de los horizontes (Fig. 7). Cada una de las muestras fue colocada en bolsas de plástico las cuales se etiquetaron con el sitio de muestreo, número de muestra y horizonte.

En cada sitio se tomaron los datos de campo y la localización de los perfiles estudiados fue controlada por medio de un sistema de posicionamiento global (GPS).

De los horizontes genéticos se colectaron muestras para análisis físicos y químicos, así como muestras inalteradas para láminas delgadas. Los colores del suelo se determinaron de acuerdo a las tablas de color Munsell (1975).

III.4. Análisis de laboratorio

IV.4.1. Cuantificación de fracciones arena limo y arcilla

La cuantificación de las fracciones arena, limo y arcilla se realizó en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología utilizando un analizador BECKMAN COULTER modelo LS 230, de difracción láser que mide en forma automática la distribución de tamaño de partícula, en un rango de 0.04 hasta 2000 μm .

III.4.2. Determinación de carbono orgánico total, método de Walkley y Black (1964).

Para este procedimiento las muestras (previamente secas) fueron molidas y tamizadas en tamiz malla 180 μm . Para la determinación se empleó el método Walkley y Black (Fig. 6), el cual se basa en la reacción de la materia orgánica ante un agente oxidante, favorecida por la liberación de calor (Castillo, 1999).

III.4.3. pH relación 1:2 con H₂O

El análisis de pH se hizo en agua destilada en una relación suelo/solución 1:2: 10 g de suelo seco por 20 mL de agua. Se agita manualmente durante 1 minuto y se deja reposar por 10 minutos. La medición se llevó a cabo en un potenciómetro, calibrado con soluciones amortiguadoras.

III.4. 4. Color del suelo. Comparación con Tablas de Color (Munsell, 1975)

Para estimar de una manera cuantitativa el color del suelo se valoró con las tablas de color Munsell, tanto en húmedo como en seco. El suelo se secó a temperatura ambiente y se realizó la comparación del color ante luz natural. Para medir el color en húmedo se agregó un poco de agua, de tal manera que la muestra quede a capacidad de campo.

III.4.5. Difracción de Rayos X

Los difractogramas fueron corridos en el Laboratorio de Rayos X del Instituto de Geología, en un difractómetro Philips Mod.1130/96 (generador) y PW 1050/25 (goniómetro) y un difractómetro Shimadzu XRD-6000, con registro digital de los datos,

utilizando radiación Cu K α . Software de identificación de la marca Shimadzu.

En esta fase se analizaron tanto muestras de suelo como de roca caliza, así como de conchas de moluscos extraídas de las muestras de suelo.

Antes de ser corridas en el difractómetro, las muestras de suelo y roca se trituraron en un mortero de ágata (alrededor de 2 g), se colocaron en un portamuestras de aluminio en fracción no orientada y se analizaron en el intervalo angular 2θ de 4° a 70° a una velocidad de $2^\circ/\text{minuto}$.

2 tipos de análisis:

III.4.5.1. Roca Total en fracción no orientada:

se colocó aproximadamente 1g de muestra, en un portamuestras de aluminio, se analizaron en fracción no orientada en el intervalo angular 2θ de 4° a 70° a $2^\circ/\text{minuto}$

III.4.5.2. Análisis del residuo y de suelo. El análisis se realizó en dos etapas para una identificación más clara y una clasificación más sencilla de probables fases minerales.

para confirmar la identificación de minerales,

III.4.5.3 Filosilicatos o fracción orientada.

Para preparar fracciones orientadas, una pequeña cantidad de muestra se mezcla con agua mili-Q, disgregándose mediante un baño de ultrasonido. A continuación se preparan las fracciones orientadas (en un soporte de vidrio) de cada muestra utilizando un gotero.

Dado que los picos observados en los difractogramas de la fracción orientada pueden corresponder a diversos grupos, fue necesario tratar las muestras con etilenglicol (glicolada) y calentarlas a 400 y 550°C para determinar y caracterizar las posibles arcillas.

A Etilenglicol (glicolación). Esta sustancia sirve para identificar la presencia de arcillas expandibles (esmectitas).

B Aumento de temperatura a 400°C . Ayuda a discriminar entre micas y arcillas (vermiculita). La clorita no se modifica a esta temperatura y la vermiculita nos da interespacios menores a los que presenta a temperatura ambiente

C Aumento de temperatura a 550° C. Discrimina entre micas y arcillas como caolinita que se destruyen a esta temperatura.

Capítulo IV. Resultados

IV.1. Posición geomorfológica de los perfiles estudiados

Los humedales del Edén están ocupados por una serie de tipos de vegetación, distribuidos a lo largo de un gradiente topográfico que va desde sitios permanentemente inundados hasta aquellos que periódica u ocasionalmente se saturan de agua. La extensión de la inundación y su periodicidad ha determinado la presencia de las diferentes unidades de suelo, de las comunidades vegetales y de la zonación ecológica, desde la selva inundable, los palmares, hasta la sabana, los tulares, pastizales inundables y lagunas (Fig. 9).

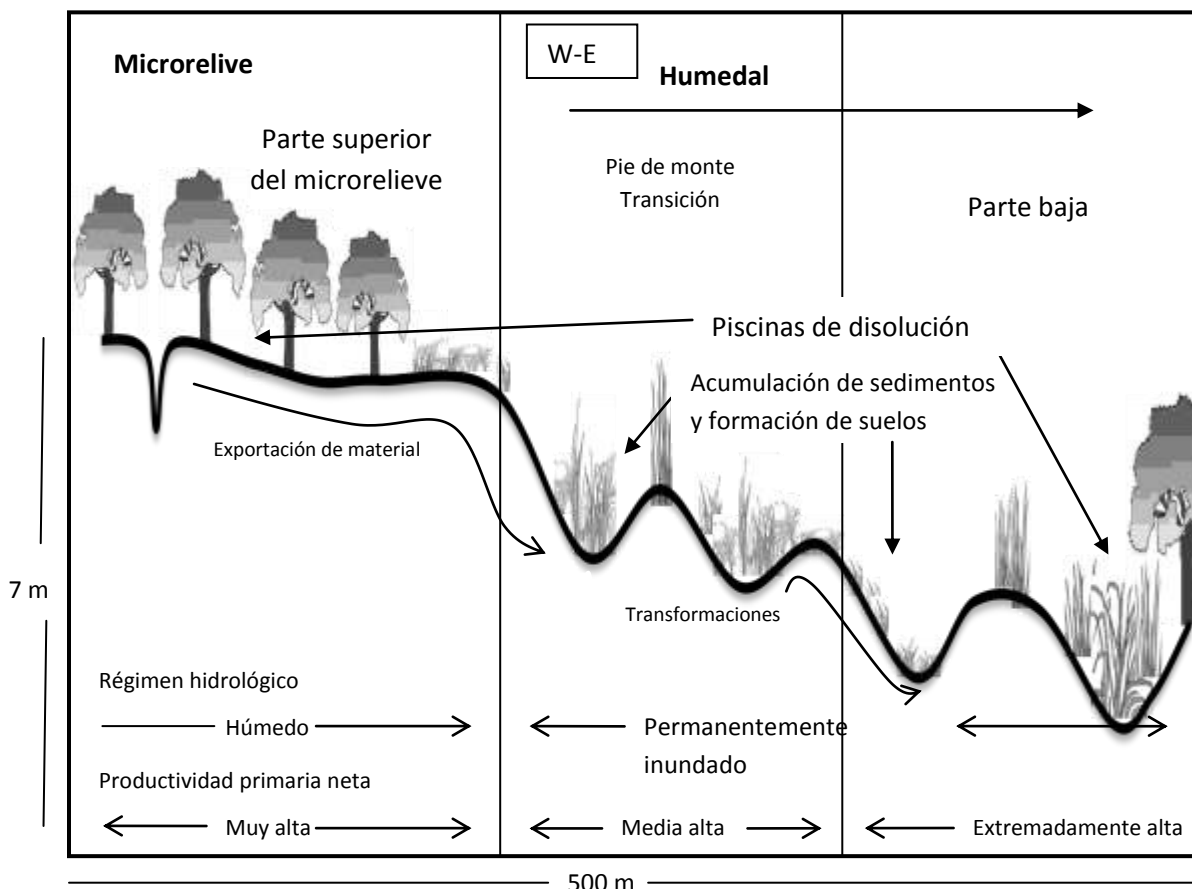


Figura 7. Procesos geomorfológicos encontrados en la toposecuencia del Edén. Las dimensiones están exageradas la diferencia latitudinal es de unos cuantos metros.

Para identificar la variedad y distribución de suelos en el paisaje, se construyó un transecto de orientación E-W (Fig. 7). A lo largo de este transecto se reconoció que el área del Edén se caracteriza por un relieve plano con una pequeña pendiente, en donde se identificaron dos diferentes geofomas: La parte superior del microrelieve y la parte baja donde se encuentran los humedales (Fig. 9).

En la parte superior del microrelieve, la cobertura del suelo es espaciada; los afloramientos de roca son abundantes, mostrando un fuerte intemperismo, con huellas de disolución, algunas de las cuales están rellenas de suelo. En todas las posiciones geomorfológicas se observan los típicos resultados de disolución kárstica, con formación de fracturas y depresiones.

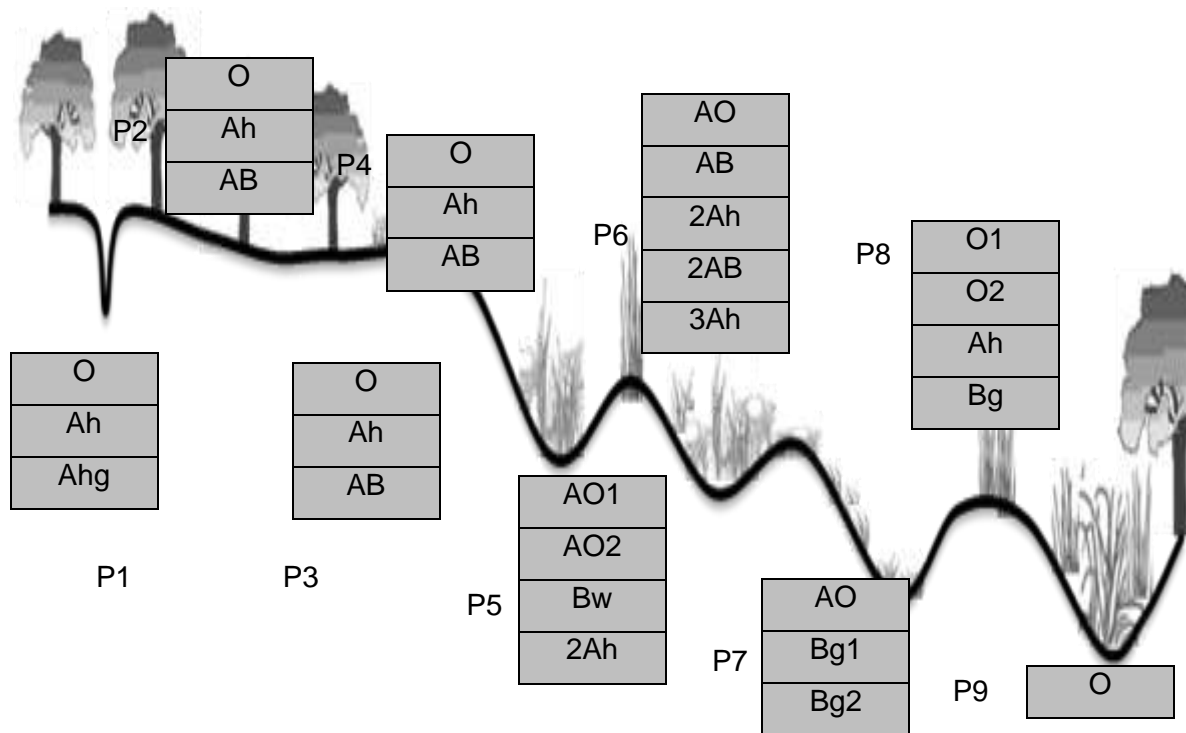


Figura 8. Unidades de suelo en sus distintas posiciones geomorfológicas, desde la parte superior del microrelieve, hacia la parte baja. Nótese que aún en la selva se tienen pequeñas depresiones inundadas.

En la parte superior del microrelieve se identificaron dos unidades de suelo (con menos de 20 cm de profundidad), con un perfil Ah/Ahg/C en las depresiones que se encuentran parcialmente inundadas y Ah/AB directamente bajo la selva (Fig. 9 y 10).

En la parte media del transecto los suelos cambian. Un rasgo muy notable es que el horizonte orgánico está constituido por perifiton (capa compleja de microbiota constituida por algas, bacterias, hongos y detrito orgánico). En esta posición, también se tomaron dos unidades de suelo, con perfiles O/Ah/AB y O/Ah/AB, respectivamente (Fig. 9 y 10).

En la parte baja, en el área en donde se encuentran los humedales, se identificaron cinco distintas unidades de suelo, dos de las cuales muestran un origen policíclico (Fig. 10).

En la periferia del humedal se encontraron varias unidades de suelo: la primera de ellas se caracteriza por tener un perfil AO1/AO2/Bw/2Ah; la segunda unidad muestra horizontes AO/AB/2Ah/2AB/3Ah. Esta última posee dos horizontes Ah sepultados, lo que remarca su naturaleza policíclica y que constituye un pedocomplejo. Hacia el oriente, se encontró una tercera unidad con horizontes O1/O2/Ah/Bg. La unidad pedológica con mayor extensión en el paisaje tiene un perfil AO/Bg1/Bg2. Finalmente, en la parte más profunda del humedal, encontramos un perfil de suelo similar a los típicos suelos de humedal, una turba, con un perfil O (Fig. 9 y 10).

En el cuadro 3 se presenta el nombre de los perfiles, su localización, tipo de horizontes que lo conforman así como su profundidad, en tanto que su descripción, de acuerdo a WRB (2006), muestra en el cuadro 4 al 12.

Cuadro 1. Nombre y localización de los perfiles.


Nombre	Localización UTM	Horizontes	Profundidad cm
Leptosol fólico hístico	0479527 2347107	O	0-2
		Ah	2-9
		Ahg	9-20
Leptosol cámbico	0479630 2347105	O	0-2
		Ah	2-9
		AB	9-20
Leptosol háplico cálcario	0479711 2347095	Ah	2-7
		AB	7-16
Leptosol háplico cálcario	0479752 2347090	Ah	1-2
		AB	2-13
Cambisol flúvico cálcario	0479818 2347102	AO1	0-2
		AO2	2-5
		Bw	5-25
		2Ah	25 -29
Cambisol fluvico calcarico	0479818 2347102	AO	0-5
		AB1	2-5
		1Ah	5-13
		AB2	13-17
Gleysol	0479916 2347098	2Ah	23-28
		AO	0-2
		Bg1	2-13
Leptosol hístico calcarico	0470084 2347099	Bg2	13-33
		O	0-10
		Ah	10-18
Hístosol	0480055 2347100	Bg	18-25
		O	0-51

IV.2. Características morfológicas de los suelos del humedal.


Los rasgos que muestran los suelos del humedal el Edén son diversos en función de su posición en el paisaje.

La descripción de cada uno de los perfiles estudiados se presenta del cuadro 4 al cuadro 12.


Cuadro 2. Descripción del perfil 1.

Perfil 1. Leptosol fólico hístico	Horizonte	Profundidad	Descripción
	O	0-2	Mantillo
	Ah	2-9	Color negro (10YR/2/1) textura arenosa; restos vegetales que muestran un grado medio de descomposición, con huellas de quema, el límite con el horizonte subyacente es claro.
	Ahg	9-20	Color negro (10YR/2/1), textura areno limosa, estructura granular muy poco desarrollada, poros grandes medios y finos con una alta densidad de raíces.


Cuadro 3. Descripción del perfil 2.

Perfil 2. Leptosol cambico	Horizonte	Profundidad	Descripción
	O	0-2	Mantillo con huellas de quema
	Ah	2-9	Color pardo oscuro, textura arenosa; estructura granular fina, poco desarrollada, pero estable, poros grandes, medios y finos; alta densidad de raíces y restos de carbón. Límite claro
	AB	9-20	Color negro (10YR/2/1), textura limosa, estructura granular fina, poros medios y finos; alta densidad de raíces, Límite claro


Cuadro 4. Descripción del perfil 3.

Perfil 3. Leptosol haplico calcarico	Horizonte	Profundidad	Descripción
		0-2	Perifiton
	Ah	2-7	Color café grisáceo muy oscuro (10YR/3/2); textura limo arcillosa, estructura granular poco desarrollada. Se fragmenta fácilmente, poco estable; material fino, orgánico con humus disperso, poros medios y finos, límite claro, con alta densidad de raíces.
	Bw	7-16	Color negro (10YR/2/1); textura limo arcillosa, aumenta la fracción arcilla, estructura granular poco desarrollada; alta porosidad, hay poros medios y finos, la densidad de raíces disminuye


Cuadro 5. Descripción del perfil 4.

Perfil 4. Leptosol haplico calcarico	Horizonte	Profundidad	Descripción
	Ah	1-2 cm	Color negro (2.5Y/2.5/1); textura limo arcillosa, estructura granular, material fino orgánico con humus disperso; límite claro
	AB	2-13 cm	Color café grisáceo oscuro (2.5Y/4/2); textura limo arcillosa, estructura en bloques subangulares pequeños, poco desarrollados, con tendencia a ser granular


Cuadro 6. Descripción del perfil 5.

Perfil 5. Cambisol fluvico calcarico	Horizonte	Profundidad	Descripción
	AO1	0-2 cm	Perifiton, color amarillo pálido (5Y/6/3);
	AO2	2-5 cm	Color gris muy oscuro (10YR/3/1); materia orgánica poco descompuesta, fragmentos enteros de plantas, sin humificación, estructura granular. Límite claro.
	Bw	5-25 cm	Color café grisáceo (2.5Y/5/2), con manchas de gris oscuro (15%); textura limosa, estructura granular poco estable y bien desarrollada, que muestra elementos de A. Poros grandes, medios y finos que disminuyen a profundidad, gran cantidad de conchas de moluscos enteros y fragmentados. Limite claro
	2Ah	25 -29 cm	Color negro (10YR/2/1); textura franco limo-arcillosa. Está conformado principalmente por humus disperso, estructura granular más desarrollada que el que le sobreyace, agregados visibles.

Cuadro 7. Descripción del perfil 6.

Perfil 6. Cambisol fluvico calcarico	Horizonte	Profundidad	Descripción
	AO	0-2 cm	Color gris muy oscuro (10YR/3/1); materia orgánica poco descompuesta, fragmentos enteros de plantas sin humificación, estructura granular. Límite claro
	AB1	2-5 cm	Color café grisáceo oscuro (2.5Y/4/2), con manchas de color gris oscuro (15%), textura limosa, estructura granular poco estable y desarrollada, poros grandes medios y finos que disminuyen a profundidad, gran cantidad de conchas de moluscos enteros y fragmentados. Límite claro
	1Ah	5-13 cm	Color negro (10YR/2/1); textura franco limo-arcillosa, estructura granular más desarrollada que el que le sobryace, agregados visibles.
	AB2	13-17 cm	Color café grisáceo oscuro (2.5Y/4/2); textura limosa, estructura granular poco estable y desarrollada, con elementos da A, motas de material oscuro, estructura granular, poros grandes medios y fino que disminuyen a profundidad, gran cantidad de conchas de moluscos enteros y fragmentados.
	2Ah	23-28 cm	Color negro (10YR/2/1); textura franco limo-arcillosa. Está conformado principalmente por humus disperso, estructura granular más desarrollada que el que le sobryace, agregados visibles.


Cuadro 8. Descripción del perfil 7.

Perfil 7. Gleysol	Horizonte	Profundidad	Descripción
	AO	0-2 cm	Perifiton
	Bg1	2-13 cm	Color gris (2.5Y/5/1); textura limo arcillosa domina el limo, poca estructura granular en bloques pequeños poco desarrollados y estable M.O. en restos vegetales poco descompuestos. Poros muchos finos, alta densidad de raíces, caracoles grandes hasta 3 cm como muy pequeños tamaño arena
	Bg2	13- 33 cm	Color gris (5Y/6/1); textura limo arcillosa domina el limo, poca estructura granular en bloques pequeños poco desarrollados y Poros muchos finos, baja densidad de raíces, caracoles grandes hasta de 3 cm, así como algunos más pequeños, tamaño arena

Cuadro 9. Descripción del perfil 8.

Perfil 8. Leptosol histico calcarico	Horizonte	Profundidad	Descripción
	O1		Poco perifiton
	O2	0-10	Color café muy oscuro (10YR/2/2); restos vegetales no alterados; límite claro y ondulado.
	Ah	10-18	Color negro (10YR/2/1); límite claro, humus oscuro disperso, bloques granulares finos, no muy estables de color negro, textura limosa, con material fino orgánico; alta densidad de raíces, poros grandes, medios y finos. Límite claro
	Bg	18-25	Gris oscuro (10YR/4/1); plástico sin estructura, textura limo-arcillosa. Alta densidad de raíces, poros grandes, medios y finos. Límite abrupto con la roca caliza

Cuadro 10. Descripción del perfil 9.

Perfil 9. Histosol	Horizonte	Profundidad	Descripción
	O	0-51	Color café muy oscuro (10YR/2/2); restos vegetales con un grado medio de descomposición.

IV.3. Distribución del tamaño de partículas

La mayoría de los suelos estudiados presentan proporciones altas de arena, sobre todo en la zona del humedal en donde los valores alcanzan más de 90%. Los horizontes Bk que están en la zona transicional presentan, por el contrario, valores muy bajos en arena, incrementándose la fracción arcilla. Los suelos que están en la selva tienen proporciones más heterogéneas (cuadro 11).

Cuadro 11. Distribución del tamaño de partículas.

Perfil	Horizonte	Por ciento (%)		
		ARENAS	LIMOS	ARCILLAS
Leptosol fólico hístico	Ah	86.318	12.67	1.012
	Ahg	74.327	22.149	3.524
Leptosol cambico	Ah	75.711	21.465	2.824
	AB	23.244	59.812	16.943
Leptosol haplico calcarico	Ah	33.698	55.495	10.807
	AB	17.46	66.897	15.643
Leptosol haplico calcarico	Ah	17.891	66.554	15.555
	AB	11.051	67.77	21.179
Cambisol flúvico calcárico	AO1	75.749	21.727	2.524
	AO2	93.862	5.526	0.612
	Bw sup	69.727	27.149	3.124
	Bw inf	40.598	49.907	9.496
Cambisol flúvico calcárico	2Ah	67.48	29.372	3.148
	AB1	66.258	29.906	3.836
	2Ah	63.411	32.741	3.848
Gleysol	AB2	44.267	46.638	9.096
	Bg1	33.413	55.379	11.207
Leptosol hístico calcárico	Bg2	0.71	61.068	38.222
	AO	96.831	2.869	0.3
	Ah	82.418	16.258	1.324
	Bg	4.362	72.723	22.915
Histosol	O	79.38	19.396	1.224

IV.3.1. Tamaño de partículas en la parte superior del microrelieve. Perfil 2.

La distribución de los diferentes tamaños también cambia de acuerdo a la posición geomorfológica.

En la parte superior dominan las partículas tamaño arena (Fig. 10) excepto en el horizonte AB del perfil 2 donde encontramos partículas finas, predominando las de tamaño limo y con un incremento de las partículas tamaño arcilla con un 16% del volumen total (Fig b).

En el resto de los horizontes se nota un dominio de las fracciones comprendidas entre 100 y 200 μm (Fig. a).

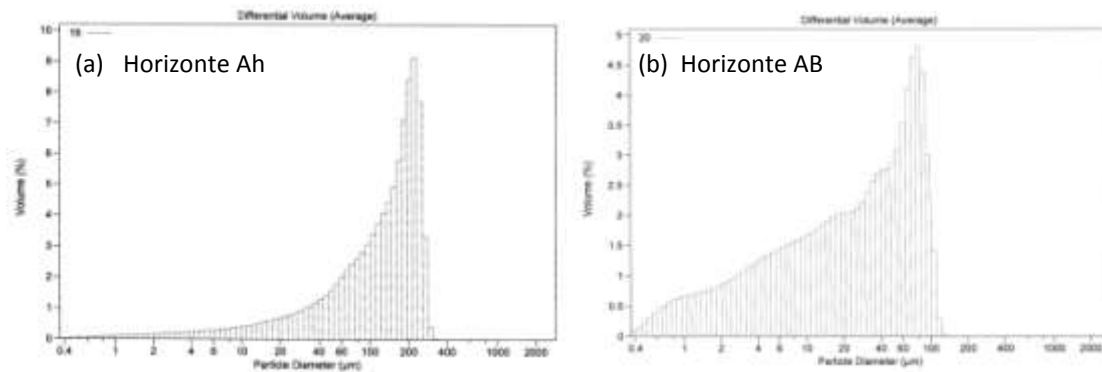


Figura 9. Perfil 2 en la parte alta, horizontes Ah (a) y AB (b).

IV.3.2. Tamaño de partículas en la parte media del transecto. Perfil 4.

En la parte transicional, el tamaño de partículas es predominantemente limo, siendo más evidente en el perfil 4, con 66 a 67% de las partículas dentro de ese tamaño de grano y en el horizonte Ah del perfil 3 con un 55% (Fig. 11) En general, se nota un dominio de partículas más finas, con un histograma que muestra una mayor variabilidad de los tamaños con un incremento en el volumen de partículas tamaño arcilla ocupando entre 10 y 20%.

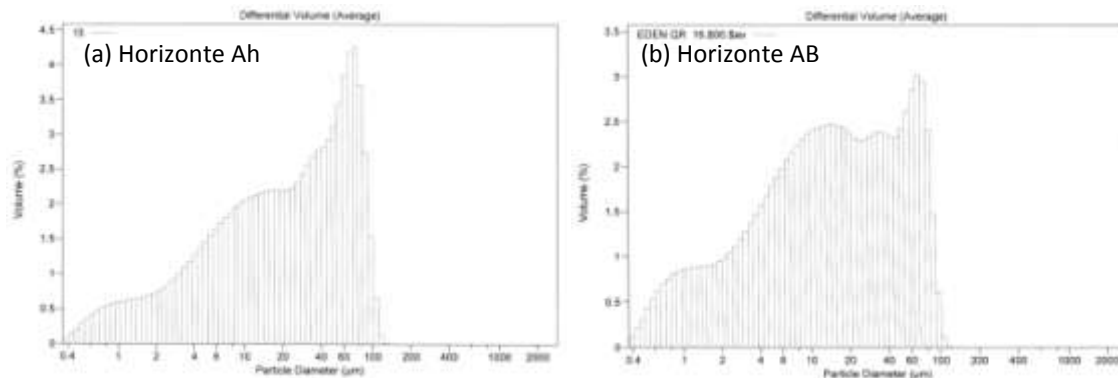


Fig. 10. Perfil 4 distribución del tamaño de partículas en la parte media del microrelieve, horizontes Ah y AB.

IV.3.3. Tamaño de partículas en la parte baja del transecto.

En la parte baja, particularmente en el perfil 7, domina el tamaño limo aunque en el horizonte Bg2 hay un aumento considerable de las partículas tamaño arcilla ocupando el 38% del volumen (Fig. 12, b). Es notable que el tamaño arena prácticamente no se presenta, sólo posee un 0.7%.

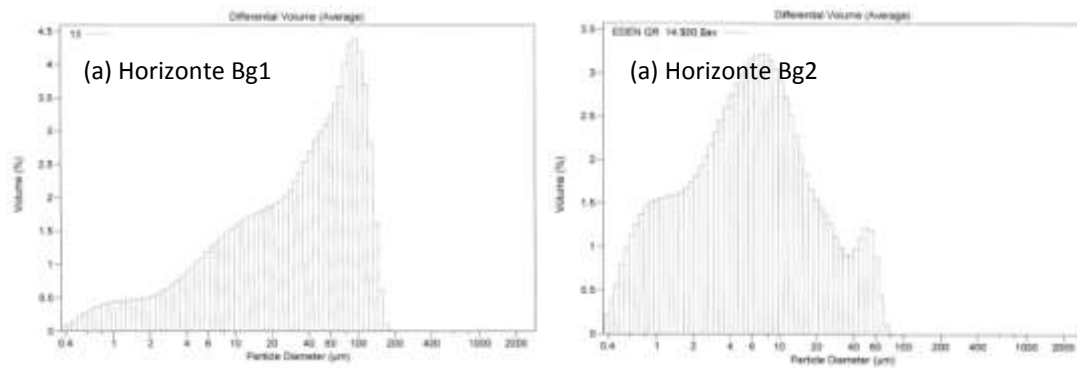


Fig. 11. Perfil 7 en la parte baja, horizontes Bg1 y Bg2.

En el perfil 8 dominan partículas tamaño arena, siendo hasta un 96% del volumen total en los horizontes superficiales. En el horizonte subyacente (Fig. 13) Bg, nuevamente observamos que las partículas finas predominan con 72% de limos y 22% de arcillas

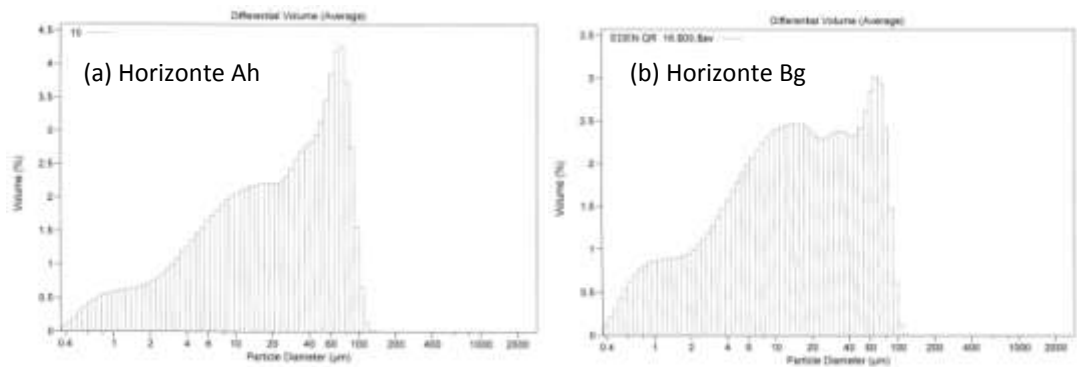


Fig. 12. Perfil 8 en la parte baja, horizontes Ah y Bg.

IV.3.4. Suelos policíclicos dentro del humedal.

En los suelos denominados policíclicos se encontró un dominio de partículas tamaño arena. Únicamente en los horizontes AB hay mayor porcentaje de las partículas tamaño limo, en tanto que en el horizonte sepultado 2Ah el porcentaje de arena es mayor (Fig. 14).

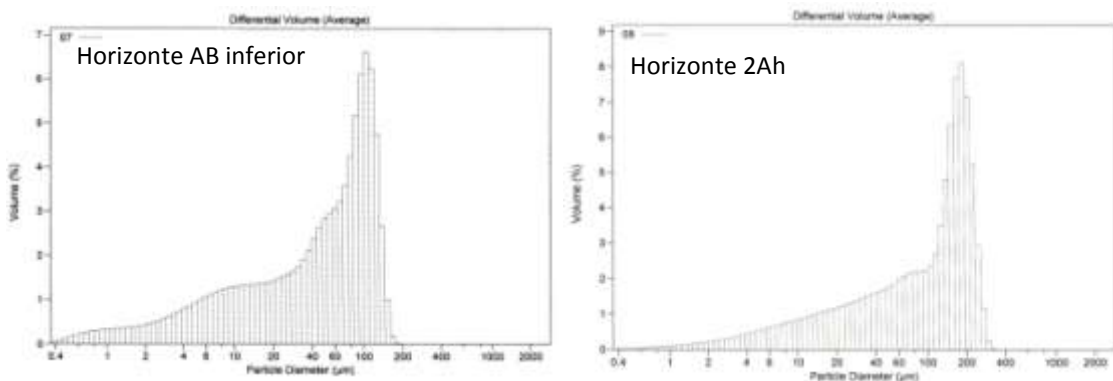


Fig. 13. Perfil 5 en la parte baja, horizontes AB y 2Ah.

IV.4. Características químicas de los suelos

IV.4.1. Carbono orgánico total soluble en agua.

Todos los suelos estudiados muestran un porcentaje alto de materia orgánica alcanzando hasta un 38% en el horizonte orgánico del perfil 9, en la parte baja.

El carbono orgánico soluble arroja valores bastante bajos, lo que representa una fracción mínima del carbono total, con porcentajes de menos de 1%, exceptuando al horizonte Bg1 del perfil 7 en el que alcanza 1.02% (cuadro 12). En los suelos de humedal las proporciones son ligeramente más altas

Cuadro 12. Porcentaje de materia orgánica y carbono orgánico total soluble.

Perfil	Horizonte	%TOC soluble
Leptosol fólico hístico P1	Ah	0.010
	Ahg	0.005
Leptosol haplico calcarico P3	Ah	0.0015
	Bw	0.0012
Cambisol fluvico calcarico P6	AO1	0.026
	Bw s	0.011
	Bw i	0.012
	1Ah	0.003
Gleysol P7	Bg1	0.056
	Bg2	0.0018
Histosol	O	0.031

IV.4.2. pH y conductividad eléctrica

Los valores de pH se encuentran en el intervalo de 6.2 a 7.8, lo que muestra su naturaleza neutral a ligeramente alcalina. En el histosol (perfil 9), es el que posee el valor más bajo, de 6.2, que denota un carácter ácido. Al comparar los resultados con la conductividad eléctrica se nota que los valores son en general bajos, aunque hay algunos horizontes que indican una acumulación de sales como el caso de los horizontes Ah superficiales y sepultados con valores cercanos la doble que los horizontes que los subyacen.

Cuadro 13. Valores de pH y conductividad eléctrica por horizonte.

Perfil	Posición	Horizonte	Profundidad (cm)	pH	CE (dSm ⁻¹)
Leptosol fólico hístico	<i>Parte alta</i>	Ah	2-9	6.4	1.0
		Ahg	9-20	6.4	0.76
Leptosol cambico	<i>Parte alta</i>	Ah	2-9	.	.
		AB	9-20	6.77	0.69
Leptosol haplico calcarico	<i>Parte media</i>	Ah	2-7	7.81	0.74
		Bw	7-16	7.7	0.574
Leptosol haplico calcarico	<i>Parte media</i>	Ah	1-2	7.7	0.98
		AB	2-13	7.88	0.7
Cambisol fluvico calcarico	<i>Parte baja</i>	AO1	0-2	7.4	2.87
		AO2	2-5	.	.
		Bw (sup)	5-25	7.7	1.32
		Bw (inf)	5-25	7.6	1.39
Cambisol fluvico calcarico	<i>Parte baja</i>	2Ah	25-29	7.5	2.04
		AB (sup)	2-5	7.7	1.92
		1Ah	5-13	7.6	2.14
Gleysol	<i>Parte baja</i>	AB (inf)	13-17	7.6	1.34
		Bg1	2-13	7.7	0.98
Leptosol hístico calcarico	<i>Parte baja</i>	Bg2	2-13	7.8	0.48
		O	0-10	.	.
		Ah	10-18	7.2	2.23
Histosol	<i>Parte baja</i>	Bg	18-25	7.8	1.07
		O	0-51	6.2	2.68

IV.5. Mineralogía de los suelos por DRX

En los dos perfiles de la parte alta las fases mineralógicas son muy similares (cuadro 14), variando únicamente en las proporciones, relativas. Los difractogramas indican que los minerales tienen una baja cristalinidad y no se identificaron calcita y aragonita. Asimismo, se destaca la presencia de arcillas, del tipo vermiculita, gibbsita y del grupo del caolín.

El modelo general encontrado en los suelos, tomando en cuenta el orden de proporción es: cuarzo>siderita>boehmita>heulandita>gibbsita<vermiculita>caolinita.

Cuadro 14. Mineralogía de los dos perfiles en la parte alta del microrelieve.

# muestra	Perfil	Hte	Fases identificadas	Observaciones
1	1	Ah	Cuarzo SiO ₂ Boehmita AlO(OH) Siderita FeCO ₃ Heulandita Ca(Si ₇ Al ₂) O ₁₈ 6H ₂ O Gibbsita Al (OH) ₃ Vermiculita s.l. Mineral del grupo del Caolín	Baja cristalinidad del material no hay calcita y poco desarrollo de la arcilla.
2	1	Ahg	Cuarzo SiO ₂ Siderita FeCO ₃ Boehmita AlO(OH) Heulandita Ca(Si ₇ Al ₂) O ₁₈ 6H ₂ O Vermiculita s.l. Mineral del grupo del Caolín	Baja cristalinidad del material y hay otras fases cristalinas. Sin calcita. Con mayor proporción de arcilla.
3	2	Ah	Cuarzo SiO ₂ Siderita FeCO ₃ Boehmita AlO(OH) Heulandita Ca(Si ₇ Al ₂) O ₁₈ 6H ₂ O Gibbsita Al (OH) ₃ Vermiculita s.l. Mineral del grupo del Caolín	Baja la cristalinidad del material y aparecen otras fases cristalinas. Sin calcita.
4	2	AB	Cuarzo SiO ₂ Siderita FeCO ₃ Boehmita AlO(OH) Heulandita Ca(Si ₇ Al ₂) O ₁₈ 6H ₂ O Gibbsita Al (OH) ₃ Vermiculita s.l. Mineral del grupo del Caolín	Baja cristalinidad del material. Sin calcita. Mayor desarrollo de arcilla.

En la parte media aparece predominantemente la calcita casi totalmente pura, con picos de boehmita, siderita y cuarzo (Cuadro 15). En el horizonte cámbico hay heulandita. Se puede generalizar, que los suelos de esta área poseen calcita>boehmita>siderita>cuarzo.

Se puede marcar como principal diferencia con los suelos de la parte alta, la dominancia de la calcita, la menor proporción del cuarzo, y la ausencia de arcillas.

Cuadro 15. Mineralogía de la parte media del microrelieve.

# muestra	Perfil	Hte	Fases identificadas	Observaciones
5	3	Ah	Calcita CaCO ₃ Boehmita AlO(OH) Siderita FeCO ₃	Calcita casi totalmente pura.
6	3	AB	Calcita CaCO ₃ Boehmita AlO(OH) Siderita FeCO ₃ Cuarzo SiO ₂	Calcita casi totalmente pura con picos de boehmita, siderita y cuarzo.
7	4	Ah	Calcita CaCO ₃ Boehmita AlO(OH) Siderita FeCO ₃ Cuarzo SiO ₂	Calcita casi totalmente pura con picos de boehmita, siderita y cuarzo.
8	4	Bw	Calcita CaCO ₃ Boehmita AlO(OH) Siderita FeCO ₃ Cuarzo SiO ₂ Heulandita Ca(Si ₇ Al ₂) O ₁₈ 6H ₂ O	Predomina la calcita

En la parte baja del microrelieve las fases mineralógicas son totalmente cristalinas y sin desarrollo de arcillas, presentándose la siguiente asociación de minerales: calcita>siderita>boehmita>heulandita>hematita>zeolita (Cuadro 16).

Se debe remarcar una diferencia en los horizontes sepultados 2Ah, cuyas fases mineralógicas son distintas y tiene una baja cristalinidad. En ellos se encuentra la aragonita que no está presente en los otros perfiles, únicamente en el perfil 9 de acumulación de materia orgánica.

Cuadro 16. Mineralogía de la parte baja del microrelieve.

# muestra	Perfil	Hte	Fases identificadas	Observaciones
9	5	AO1	Calcita CaCO ₃ Siderita FeCO ₃ Boehmita AlO(OH)	Material totalmente crista-lino. Sin arcillas.
10	5	AB s	Calcita CaCO ₃ Siderita FeCO ₃ Boehmita AlO(OH) Heulandita Ca(Si ₇ Al ₂) O ₁₈ 6H ₂ O Zeolita	Material totalmente crista-lino. Sin arcillas.
11	5	AB i	Calcita CaCO ₃ Siderita FeCO ₃ Boehmita AlO(OH) Hematita Fe ₂ O ₃	Material totalmente crista-lino. Sin arcillas.
12	5	2Ah	Aragonita CaCO ₃ Siderita FeCO ₃ Boehmita AlO(OH) Cuarzo SiO ₂ Calcita CaCO ₃ Heulandita Ca(Si ₇ Al ₂) O ₁₈ 6H ₂ O	Baja la cristalinidad y hay un cambio mineralógico importante respecto a los horizontes que le sobreyacen.
13	6	AB s	Calcita CaCO ₃ Siderita FeCO ₃ Boehmita AlO(OH) Heulandita Ca(Si ₇ Al ₂) O ₁₈ 6H ₂ O	Material totalmente crista-lino. Sin arcillas.
14	6	AB i	Calcita CaCO ₃ Siderita FeCO ₃ Boehmita AlO(OH) Hematita Fe ₂ O ₃ Zeolita	Material totalmente crista-lino. Sin arcillas.
15	6	2Ah	Aragonita CaCO ₃ Calcita CaCO ₃ Boehmita AlO(OH) Siderita FeCO ₃ Dolomita MgCO ₃ Heulandita Ca(Si ₇ Al ₂) O ₁₈ 6H ₂ O Gibbsita Al(OH) ₃ Mineral del grupo del Caolín	Baja la cristalinidad y hay un cambio mineralógico importante respecto a los horizontes que le sobreyacen.
16	7	Bg1	Calcita CaCO ₃ Boehmita AlO(OH) Siderita FeCO ₃	Calcita casi totalmente pura. Similar a la anterior con picos de boehmita y siderita.
17	7	Bg2	Calcita CaCO ₃	Calcita pura
18	8	Bg	Calcita CaCO ₃ Boehmita AlO(OH)	Calcita casi totalmente pura.
19	9	O	Boehmita AlO(OH) Siderita FeCO ₃ Aragonita CaCO ₃	Predominio de siderita y boehmita. Cristalinidad intermedia del material.

El cuadro 17 muestra un comparativo entre la composición mineralógica de los perfiles que se encuentran en la parte alta del microrelieve, observándose la similitud que hay en las asociaciones.

Cuadro 17. Comparación mineralógica de los perfiles 1 y 2 en la parte alta del microrelieve.

Perfil 1 Hte	Fases identificadas	Observaciones	Perfil 2 Hte	Fases identificadas	Observaciones
Ah	Cuarzo Boehmita Siderita Heulandita Gibbsita Vermiculita Mineral del grupo del Caolín	Baja cristalinidad del material no hay calcita y poco desarrollo de la arcilla.	Ah	Cuarzo Siderita Boehmita Heulandita Gibbsita Vermiculita Mineral del grupo del Caolín	Baja cristalinidad del material y aparecen otras fases cristalinas. Desaparece la calcita.
Ahg	Cuarzo Siderita Boehmita Heulandita Vermiculita Mineral del grupo del Caolín	Baja cristalinidad del material y hay otras fases cristalinas. Sin calcita. Con mayor proporción de arcilla.	AB	Cuarzo Siderita Boehmita Heulandita Gibbsita Vermiculita Mineral del grupo del Caolín	Baja cristalinidad del material y aparecen otras fases cristalinas. Desaparece la calcita. Con mayor desarrollo de arcilla.

En el cuadro 18 se comparan los perfiles de la transición, en donde se observa que mineralógicamente son muy similares, exceptuando el horizonte Bw en donde se encontró heulandita.

Cuadro 18. Comparación mineralógica de los perfiles 3 y 4 en la parte transicional del microrelieve.

Perfil 3 Hte	Fases identificadas	Observaciones	Perfil 4 Hte	Fases identificadas	Observaciones
Ah	Calcita Boehmita Siderita	Calcita casi totalmente pura.	Ah	Calcita Boehmita Siderita Cuarzo	Calcita casi totalmente pura con picos de boehmita, siderita y cuarzo.
AB	Calcita Boehmita Siderita Cuarzo	Calcita casi totalmente pura con picos de boehmita, siderita y cuarzo.	Bw	Calcita Boehmita Siderita Cuarzo Heulandita	Predomina la calcita

En el cuadro 19. Se comparan los perfiles policíclicos de la parte baja, dentro del humedal, mostrándose que los horizontes AB son idénticos mineralógicamente. Se destaca que los horizontes sepultados varían significativamente mientras que los AB muestran un material totalmente cristalino. En los horizontes sepultados 2Ah, la cristalinidad es baja y aparece la aragonita, que no se encuentra en la parte alta o media, e inclusive se ve que las fases son muy similares a las de la parte alta. (cuadro

17). Otro punto de interés es la presencia de caolinita y gibbsita en el horizonte 2Ah del perfil 5 y en el 2Ah del perfil 6, respectivamente.

Cuadro 19. Comparación mineralógica de los perfiles 5 y 6 policíclicos, en la parte baja del microrelieve.

Perfil 5 Hte	Fases identificadas	Observacionesz	Perfil 6 Hte	Fases identificadas	Observaciones
AO1	Calcita Siderita Boehmita	Material totalmente cristalino. Sin arcillas.			
AB sup	Calcita Siderita Boehmita Heulandita	Material totalmente cristalino. Sin arcillas.	AB sup	Calcita Siderita Boehmita Heulandita	Material totalmente crista-lino. Sin arcillas.
AB inf	Calcita Siderita Boehmita Hematita	Material totalmente cristalino. Sin arcillas.	AB (inf)	Calcita Siderita Boehmita Hematita	Material totalmente crista-lino. Sin arcillas.
2Ah	Aragonita Siderita Boehmita Cuarzo Calcita Heulandita Caolinita	Baja la cristalinidad y hay un cambio mineralógico importante	2Ah	Aragonita Calcita Boehmita Siderita Dolomita Heulandita Gibbsita	Baja la cristalinidad y hay un cambio mineralógico importante

Los horizontes Bg de la parte baja están conformados casi en su totalidad de calcita con picos de boehmita y se presenta siderita en el Bg1 del perfil 7 (cuadro 20)

Cuadro 20. Comparación mineralógica de los perfiles 7 y 8 en la parte transicional del microrelieve.

Perfil 7 Hte	Fases identificadas	Observaciones	Perfil 8 Hte	Fases identificadas	Observaciones
Bg1	Calcita Boehmita Siderita	Calcita casi totalmente pura. Con picos de boehmita y siderita.	Bg	Calcita Boehmita	Calcita casi totalmente pura.
Bg2	Calcita	Calcita pura			

La figura 15. Sintetiza las asociaciones mineralógicas identificadas de acuerdo a la posición en el relieve, en tanto que en el cuadro 21 se muestra la abundancia relativa de las especies minerales, de acuerdo al horizonte.

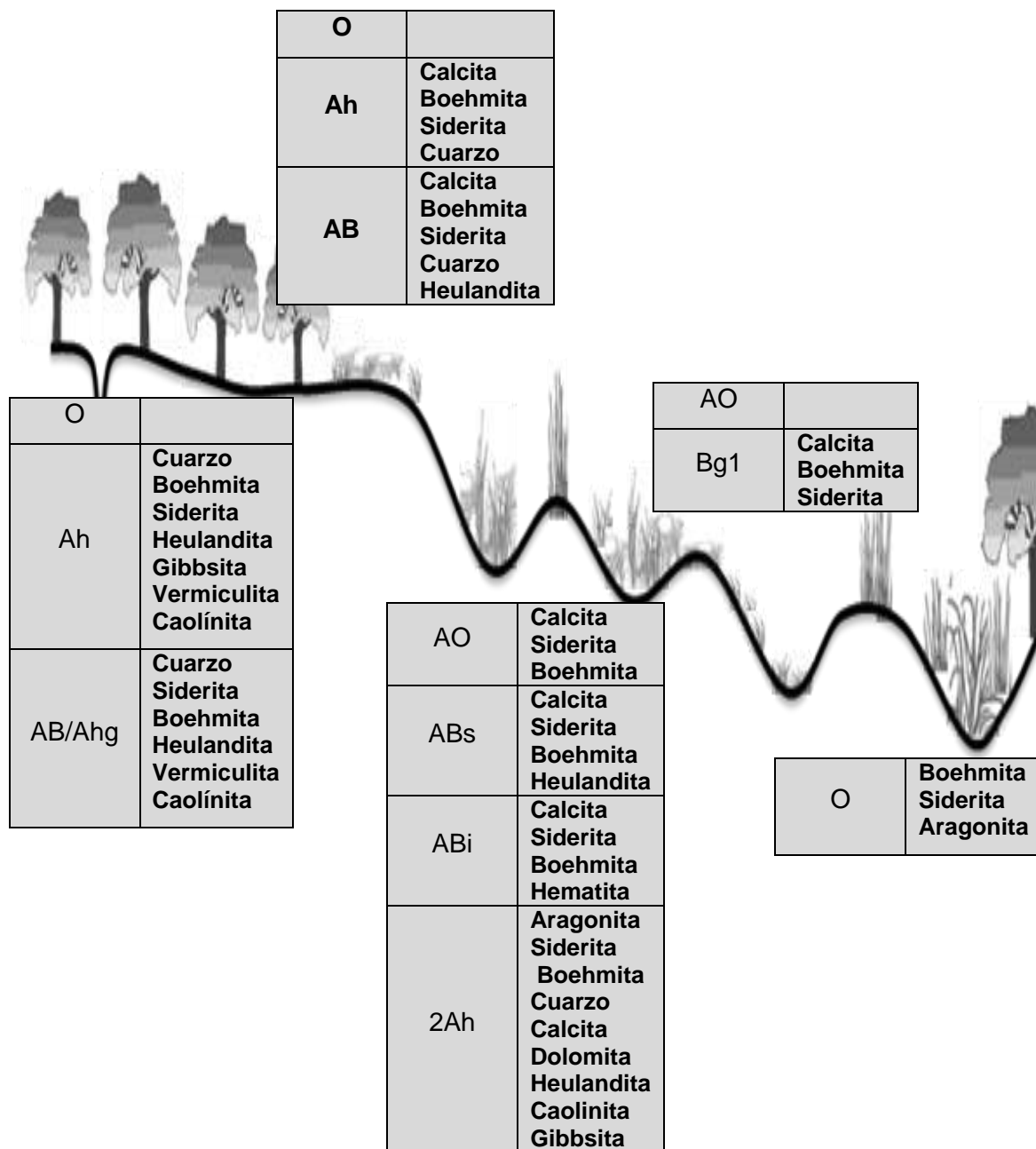


Figura 14. Perfiles tipo mineralógicos.

Cuadro 21. Orden de dominancia de las fases mineralógicas.

	Cc	Ar	Gib	Ver	K	Q	Sid	Boe	Heu	Hem	Dol	Zeo
Perfil 1												
Ah			++	++++	+++	+++++	+++	++++	++			
Ahg				++++	+++	+++++	+++	++	+			
Perfil 2												
Ah			+	++++	+++	+++++	++++	+++	++			
AB			+	++++	+++	+++++	++++	+++	++			
Perfil 3												
Ah	++++					++	+++	++++				
Bw	++++					++	+++	++++	+			
Perfil 4												
Ah	++++						+	+++				
Bk	++++					+	++	+++				
Perfil 5												
AO1	++++						++++	++	+			
AO2												
ABk	++++						++++	++	+			++++
ABk i	++++						++++	++		+		
2Ah	++	++++			++++	++	++++	+++	+			
Perfil 6												
AO												
ABk	++++						++++	+++	+			
ABk i	++++						++++	+++		+		++++
2Ah	++++	++++	+				++	+++	++		++	
ABk												
3Ah												
Perfil 7												
AO												
Bk1	++++						+	+++				
Bk2	++++											
Perfil 8												
O												
Ah	++++						+	+++				
Bk	++++					+	++	+++				
Perfil 0												
O		+					+++	++++				

IV.5.1. Mineralogía de la caliza y el residuo

La mineralogía de la caliza, formada prácticamente por carbonatos, no explica la diferenciación de minerales en el suelo, en particular los arcillosos. Por esta razón se disolvió la caliza, con ácido acético 0.5 M para obtener un residuo silicatado, el cual constituye el 2% de la roca. Llama la atención el color oscuro de este residuo (Fig. 25).

La difracción de rayos X mostró la presencia de cuarzo, plagioclasa de composición intermedia tipo anortita sódica intermedia, gibbsita y minerales arcillosos como vermiculita dioctaédrica y minerales del grupo de la caolinita.



Figura 15. Residuo producto de la disolución de la roca caliza.

En el cuadro 22 se observa las fases mineralógicas presentes en el material parental y los suelos, ocho de las trece fases se encuentran en el material parental y se hallan cinco de un posible origen detrítico o neoformado.

Cuadro 22. Fases mineralógicas presentes en el material parental y en los suelos.

Fases presentes en el material parental	Fases presentes en los suelos
Aragonita	Aragonita
Calcita	Calcita
Caolinita	Caolinita
Cuarzo	Cuarzo
Gibbsita	Gibbsita
Plagioclasa	
Vermiculita	Vermiculita
	Boehmita
	Dolomita
	Hematita
	Heulandita
	Siderita

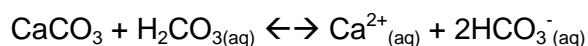
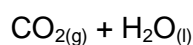
CAPÍTULO V

Discusión

V. 1. Génesis de suelos.

V. 1.1. Origen del material carbonatado (horizontes calcáricos)

Los suelos del humedal del Edén muestran un predominio de dos fases principales: materia orgánica y carbonatos, por lo que su génesis está asociada a procesos similares a los que se han reportado para suelos calcáreos. Los horizontes calcáricos se forman por la disolución de carbonatos en la parte superficial del suelo y una subsecuente precipitación hacia las partes bajas. Su formación está basado en el equilibrio del carbonato-bicarbonato (Birkeland, 1984):



Un incremento en el contenido de CO_2 en el aire del suelo o una disminución en el pH en la parte derecha durante la reacción provoca la disolución de los carbonatos y la translocación de Ca^{2+} y HCO_3^{-} con el agua percolada. La disolución es favorecida por un incremento en la cantidad de agua (no saturada con CaCO_3) pasando por la pedósfera. En contraste, si la reacción se lleva a cabo a la izquierda, se precipitan los carbonatos. Esto ocurre si la presión de CO_2 en el suelo es baja, si hay un aumento en el pH o en la concentración iónica (Lal, 1999).

La depositación de carbonato de calcio en el suelo es comúnmente considerada un proceso inorgánico. Sin embargo, se ha demostrado la participación de organismos (biomineralización) en el suelo, especialmente de bacterias, (Goudie, 1996; Parraga *et al.*, 2004).

La acumulación del carbono orgánico o inorgánico depende de las condiciones climáticas. Según Lal (1999), el almacenamiento de carbono orgánico en el suelo (COS) ocurre en regiones húmedas, en tanto que el del carbono inorgánico se da en áridos y semiáridos lo que no es el caso de la zona del Edén. Lo que sí ocurre aquí es que se tienen una mayor evapotranspiración que precipitación. Lal (1999) menciona que debido al gran potencial de evapotranspiración, los suelos de estas regiones se caracterizan por la acumulación de sales solubles en el perfil, una alta proporción de éstas están en forma de carbonatos (CO_3^{-2}) y bicarbonatos (HCO_3^{-}) de Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^{+} y Na^{+} . La solubilidad de estas sales depende del pH y de la profundidad de acumulación

dentro del perfil, el potencial de lixiviación está relacionado por la relación de precipitación: potencial de evapotranspiración con el perfil de suelo y las características del paisaje.

Los horizontes calcáricos encontrados en los suelos estudiados muestran la abundancia de material biogénico (restos de conchas) sobre los carbonatos en forma de nódulos o agregados, lo que conlleva a considerar que los carbonatos presentes en los suelos de la Reserve Ecológica del Edén están relacionados, principalmente a mecanismos de precipitación “orgánica”. Sin embargo, la precipitación “inorgánica” también debe ser considerada como un proceso que ocurre y que origina otras formas de carbonatos.

Por un lado, la precipitación “orgánica” es llevada a cabo por la gran cantidad de organismos que consumen el CO_2 en el sistema, los cuales se encuentran en abundancia en forma del perifiton, el cual está distribuido tanto en la zona transicional como en el humedal. Consecuentemente, el perifiton actúa como un factor que controla la precipitación de los carbonatos. Esta idea se apoya en el hecho de que organismos con alimentación heterótrofa pueden ser más eficientes en la conversión del carbono inorgánico en orgánico, al usar el carbono orgánico disuelto en el agua (Ogawa y Aiba (1981); Monroy y Schwartzbach, 1984; Amblard *et al.*, 1992). Los altos valores obtenidos en carbono orgánico y la baja proporción de carbono orgánico disuelto (Cuadro 12) validan esta consideración.

Aunque escasa, la precipitación “inorgánica” ocurre como resultado de la disminución del contenido de la humedad del suelo, por evapotranspiración, de la siguiente manera:

1. El Ca^{+2} presente en la parte posterior del perfil del suelo es resultado de el intemperismo de minerales ricos en Ca.
2. La presión parcial de CO_2 es elevada en los horizontes superficiales se debe a la descomposición del SOC y la respiración de raíces lleva a la formación de HCO_3^- en la reacción con H_2O .
3. La percolación a la parte inferior del perfil puede transportar Ca^{+2} y HCO_3^- a los horizontes del subsuelo.
4. La precipitación de CaCO_3 puede ser resultado de la disminución de la presión parcial de CO_2 en el subsuelo y el aumento de las

concentraciones de Ca^{+2} y HCO_3^- en la solución del suelo se debe a la lixiviación y/o evapotranspiración (Lal, 1999).

V. 1.2. Origen de los horizontes orgánicos

La alta proporción de materia orgánica en los suelos se debe a procesos que en los humedales son caracterizados por interfaces aeróbicas y anaeróbicas, una columna de agua y acumulación de materia orgánica en el suelo. En los ecosistemas de humedales, la productividad primaria excede la tasa del proceso de descomposición, resultando en acumulación neta de materia orgánica en el suelo. La descomposición en el humedal difiere de las tierras altas. La predominancia de condiciones aeróbicas en tierras altas resulta en una rápida descomposición de materia orgánica detrítica. La acumulación neta de materia orgánica en este caso, y envuelve la acumulación de compuestos altamente resistentes que son relativamente estables. En suelos de humedales el proceso de descomposición ocurre de forma significativamente lenta debido a la predominancia de condiciones anaeróbicas (Fig. 2) (Reddy, 2008). De hecho, esta fracción está constituida principalmente por material detrítico en bajo estado de humificación, ya que las fracciones correspondientes a los ácidos húmicos y fúlvicos representan porcentajes menores al 3% (López, 2009).

V. 1.3. Origen de minerales no carbonatados (horizontes minerales)

El origen de los carbonatos en los suelos estudiados ya ha sido explicado con detalle, pero aún se debe hablar del origen de los materiales no carbonatados e inorgánicos que están presentes en los suelos y que se identificaron por DRX, es decir de los minerales silicatados. Para determinar la fuente de estos materiales, se debe tomar en cuenta las dos principales ideas para determinar el origen de los suelos del norte de Yucatán: autóctono, a partir de material residual insoluble derivado de la disolución de la roca caliza; alóctono con material procedente de otras fuentes (Schinle, 1991; Heraud, 1996). Esta última hipótesis se basa en la baja a la cual se forma el suelo sobre la península de Yucatán aumentando la posibilidad de que apreciables componentes del suelo vengán transportados desde fuentes lejanas. De hecho, en estudios realizados en las Islas Marianas del Pacífico, Birkeland (1999) propone que la cantidad de carbonato que se debió haber disuelto para formar la cubierta edáfica significaría la destrucción de toda la isla Rota. Se ha considerado para la formación de los suelos en Florida el aporte alóctono de mineral del oeste de África, cuantificándose una tasa de sedimentación de $1.25 \text{ gm.m}^{-2}\text{yr}^{-1}$ (Prospero, 1999).

Los resultados de los análisis granulométricos muestran un dominio de fracciones de tamaño arena, sobre todo en los horizontes A, la cual está formada por material orgánico detrítico, poco descompuesto (ver descripción morfológica) y carbonatos biogénicos. De esta manera, si los suelos tienen un porcentaje alto de estos componentes, la fracción mineral producto del intemperismo de la caliza representa una proporción baja, de tal manera que no sería necesario acabar con toda la Península para formar la cubierta edáfica.

El porcentaje de residuo silicatado fue del 2%, el cual es mayor al que reporta Gmitro (1986) quien examinó el residuo insoluble producto de la disolución ácida de rocas calizas de Yucatán, reportando un porcentaje de residuo cercano al 0%. Schultz *et al.* (1971) encontraron que el residuo insoluble de Ticul constituye 0.5 a 5% de la masa de la roca y está compuesto principalmente de montmorilonita. En la región costera de Quintana Roo, cerca de Playa del Carmen), la disolución de la roca dio como resultado un residuo silicatado menor al 1% (Landa, 2007; Cabadas *et al.*, 2010).

La comparación entre los minerales presentes en la roca y en el suelo es clave para ayudar a dilucidar si éstos son heredados, es decir, procedentes de la caliza, o neoformados por procesos pedológicos.

La mineralogía del residuo insoluble que se analizó en este trabajo muestra predominantemente, una asociación de cuarzo, plagioclasa, gibbsita, boehmita, esmectita y caolinita. Bautista-Zúñiga y Medina (2005) señalan como minerales dominantes en las calizas de la región de Hocabá, centro del estado de Yucatán, a la calcita, bohemita, cuarzo, cristobalita y haloisita. Comparando la mineralogía de las rocas con la encontrada en los suelos, se observan especies similares, sobre todo aquellos perfiles que pertenecen a la zona alta (Fig. 15), en donde se identificaron boehmita, cuarzo, gibbsita, vermiculita y caolinita

Oberlin y Tchoubar (1985) consideran que la caolinita se forma a partir de la boehmita mal cristalizada que se produce en la superficie de los feldespatos alterados. Besoain (1985) menciona que la formación de la caolinita en el medio natural, a baja temperatura, debe ser un proceso pedogenético (Besoain, 1985). Sin embargo, al encontrar caolinita tanto en el residuo insoluble como en el suelo, en ambos casos con una baja cristalinidad, se puede decir que es un mineral heredado.

No obstante lo anterior, no se puede descartar su síntesis a partir de otros minerales, ya que su presencia es mayor en los suelos de la parte alta del micro-relieve y en los horizontes sepultados de los suelos policíclicos, en donde se tienen condiciones de pH ligeramente ácido (6.4, cuadro...) y abundancia de ácido fúlvicos (López, 2009). De la Iglesia-Fernández y Martín-Vivaldi (1982) consideran que los ácidos fúlvicos son agentes eficientes en promover la síntesis de caolinita, la cual se produce por una precipitación de iones sílice y alúmina en condiciones de drenaje ligeramente ácido, por lixiviación o bien por resiliatación de la gibbsita (Schoen y Robertson, 1980).

La boehmita, presente en casi todos los suelos, se presume que es heredada del material parental, ya que aparece en el residuo insoluble. Además, Besoain (1985) menciona que su presencia en suelos es sumamente restringida. Sin embargo, se ha confirmado su presencia en suelos altamente intemperizados como en los lateríticos de Haití (Colmet-Daage *et al.*, 1989) o de Hawai (Sherman *et al.*, 1984). La boehmita asociada con gibbsita se ha explicado por procesos de deshidratación de la gibbsita (Harder, 1982). Si bien la temperatura requerida para esta transición gibbsita-boehmita es de 130-200° C en el laboratorio, la presencia de sales en el perfil del suelo reduciría la actividad del agua lo suficiente para permitir la deshidratación a temperaturas más bajas. Por lo tanto, su neoformación es posible. En el caso de estudio, a diferencia de la boehmita (común en todos los perfiles), la gibbsita se restringe a los sitios de la parte alta del micro-relieve, presentándose también en los horizontes sepultados del suelo policíclico a pesar de haberse identificado en el residuo insoluble. Esto sugiere que si bien, la gibbsita se pudo haber liberado por disolución de la caliza en la parte media y baja del micro-relieve, las condiciones de estos sitios no fueron adecuadas para su conservación, pues requiere de un pH ácido, aunque no excesivo y que no coexistan minerales de capa, los cuales podrían absorber los componentes aluminicos, ni abundancia de materia orgánica con la cual se forman complejos órgano-Al.

En cuanto a la vermiculita, ésta aparece en el residuo insoluble, por lo que su presencia se considera como heredada. Es difícil considerar como alternativa la neoformación, pues para ello se requiere que existan minerales micáceos o illitas, los cuales no están presentes en el material parental. En cuanto a las zeolitas que aparecen en los horizontes AB con acumulación de carbonatos de los perfiles 5 y 6, se piensa que son neoformadas a partir de los feldespatos, los cuales se reportaron en el residuo insoluble (Besoain, 1985). Sticher (año) señala que las condiciones ambientales más favorables para la neoformación son: una relación elevada de iones

alcalinos respecto a la actividad del hidrogeno y una elevada actividad de la sílice. Se ha aceptado que las zeolitas se forman por disolución del material parental y posterior cristalización (Zhdanov, 1981).

La hematita, aunque escasa, está presente en la parte inferior de los horizontes Bk. Besoain (1985) menciona que se forma en climas cálidos, tropicales y subtropicales, principalmente por deshidratación de los óxidos hidratados paracrystalinos como (ferrihidrita). En suelos con alta acumulación de materia orgánica, Schwertmann (1989) considera que la formación de hematita se inhibe, pues la concentración de componentes orgánicos complejan el Fe liberado. Los suelos con estos horizontes calcáricos son precisamente los que muestran valores bajos de materia orgánica, ya que en el resto de los horizontes estudiados, cuya alta concentración de MO que acomplejan al Fe sumado a las condiciones de saturación por agua, no permiten la formación de la hematita. López (2009) encontró en estos suelos la prevalencia de ácidos fulvicos lo que indica una baja tasa de descomposición y mineralización que también inhibe la formación de hematita.

Con respecto a la siderita, que se encontró en prácticamente todos los horizontes del suelo, Soil Survey (2009) señala que su acumulación en el suelo es consecuencia de procesos de alteración de otros minerales, constituyendo la fase estable del hierro en superficie o en condiciones cercanas a la superficie.

Sin embargo, cabe hacerse la pregunta de la procedencia del hierro, tanto para la formación de hematita como siderita, si éste no se encuentra en las calizas. Inclusive en los suelos profundos, rojos, bien desarrollados de Jamaica se presenta esta interrogante, señalándose que su alta proporción de SiO_2 , Al_2O_3 y Fe_2O_3 procede de fuentes externas, ya sea del polvo de África o de material volcánico de centro América (Muhs y Budahn, 2009). Entonces, no debe descartarse una fuente alóctona de minerales primarios que se acumulan en el suelo y que en este ambiente liberan al hierro. Se estima que la siderita, se produce por procesos anaeróbicos en el sistema de humedales, sitio en el que fue más abundante. Mottana (1987) menciona que la siderita es muy común, en ambientes de aguas continentales pobres en oxígeno, asociada a arcilla y carbono como es el caso de los suelos del área de estudio.

De acuerdo a lo anterior, es notoria la influencia del material parental (caliza) en la génesis de los suelos, apoyando la teoría del origen autóctono, la cual fue defendida

previamente por Aguilera-Herrera (1963) y Bautista-Zúñiga *et al.*, (2004), para los suelos de la península.

V.2. Factores que controlan la distribución de los suelos en el humedal

Los humedales se delimitan de acuerdo con su hidrología, vegetación y suelos, los cuales se caracterizan por tener colores gléicos y altos porcentajes de materia orgánica (Verpraskas y Faulkner, 2001). Estas propiedades permanecen estables aún cuando cambie el sistema de drenaje, (Miller *et al.*, 2009). La distribución de las propiedades del suelo a lo largo del humedal representa una combinación de varios factores bióticos y abióticos (Bruland y Richardson, 2004). El conocer los patrones de distribución permite evaluar los procesos que los generan (Holling y Gunderson, 2002).

De acuerdo a Richardson *et al.* (2001), quien estudiaron un humedal en las partes bajas de una región montañosa en Virginia E.U., el sitio en una posición negativa del paisaje donde convergen los flujos de agua se ubica donde reciben el líquido procedente de más de una dirección. El humedal (con suelos hídricos) se produce en la región cóncava, convergente del paisaje. En esta posición, el material transportado en superficie por el agua se acumula en las depresiones en donde tienen lugar procesos pedogenéticos particulares dando lugar a la formación de diferentes unidades de suelo. Estos humedales tienden a tener los suelos minerales en la parte alta del relieve. Los suelos orgánicos pueden ocurrir si hay suficiente agua (Richardson, 2001).

En El Edén, como se ha visto, las condiciones de saturación por agua, la influencia del material parental en la génesis de los suelos estudiados es fundamental. La naturaleza y la composición del material calcáreo, junto con la topografía, constituyen el factor ecológico fundamental que condiciona la formación y la evolución de los suelos de este sitio. Según las condiciones locales, este factor garantiza, con una eficacia muy variable, el mantenimiento en el perfil, de una cantidad suficiente de caliza activa en íntimo contacto con la materia orgánica. Pero ¿qué controla la distribución y las diferencias encontradas en los suelos estudiados? Las diferencias en el microrrelieve parecen explicar esta distribución.

Al analizar la distribución de los suelos derivados del mismo material parental, se observa un contraste entre los que se encuentra en las zonas alta (selva), transición y baja (humedal). En la selva, los suelos son poco profundos, distinguiéndose de hecho, dos tipos de perfiles: aquellos que se encontraban en depresiones, los cuales exhibían

propiedades reductomórficas Ahg (Cuadro 4); y los que estaban en posiciones aireadas, con ausencia de horizontes Ahg (Cuadro 4). Por su parte, en el humedal los suelos se caracterizan por presentar horizontes cálcicos bien desarrollados, los cuales tienen valores de pH mayores (7.2-7.8) que en la selva (6.4-6.8). Una excepción es el suelo con horizonte hístico, localizado en una depresión dentro del humedal (Cuadro 12). En la zona transicional destaca la presencia de perfiton en la parte superficial de los perfiles. Los suelos de estas posiciones se ven influenciados por la actividad de estos organismos (más adelante se comentará con mayor detalle) y la diferencia en las condiciones de inundación a lo largo del año.

La distribución de tamaño de partículas en el humedal indica el dominio de arenas desde finas a gruesas, posiblemente debido a la gran cantidad de M.O. y restos vegetales que forman agregados muy difíciles de destruir, ya que las muestras se analizaron sin pretratamientos para retirar cementantes. Además se encontró una gran cantidad de conchas de gasterópodos. Alonzo *et al.*, (2006) reportaron que el material grueso de los suelos que analizaron en la península de Yucatán está formado principalmente por conchas. La gran cantidad de carbonatos resultado de la disolución de la caliza pueden formar precipitados influyendo también en los resultados del tamaño de partículas. Los iones bivalentes de calcio causan floculación en el suelo incrementando el tamaño de las partículas. Rosales (2004) encuentra que estos suelos pueden presentarse en tamaño de grava o arena limosa, que son de origen sedimentario y su composición química está formada principalmente por carbonato de calcio. Estos resultados coinciden con los de Pacheco (2003) quien analizó suelos de la península, mostrando un predominio partículas tamaño grava limosa y las arena limosa.

En la parte transicional y en la parte alta del humedal predominan las partículas de tamaño fino con texturas limo arcillosas y limo arenosa con porcentajes de material fino que van desde un 17 hasta un 72%. Alonzo *et al.*, (2006) clasificaron la mayoría de las muestras estudiadas de suelo calizo de la península de Yucatán como partículas tamaño grava limosa pero un porcentaje considerable fue arena limosa el porcentaje de material fino se ubicó entre el 8 y el 36%; el contenido químico que predomina es carbonato de calcio con un 80% y un porcentaje de 11% de carbonato de magnesio.

Entonces, ¿cómo actúa el factor relieve en la diferencia en las propiedades de los suelos? Bautista *et al.*, (2005) en un estudio realizado en la zona ex-henequenera de

Yucatán encontraron una asociación clara entre las propiedades de los suelos localizados en los montículos y en las depresiones, a pesar de que la diferencia entre ambas geoformas no es muy grande (microrrelieve), Dado que este estudio se hizo en un medio aireado, la distribución de las unidades de suelo no coincide con mi trabajo, ya que ambos autores reportan la presencia de Calcisoles en los montículos y Leptosoles en las depresiones. En el Edén el factor hidrológico es de suma importancia, pues en el área de la selva las condiciones son lixiviantes lo que conlleva a la disolución de los carbonatos, y a su lavado del perfil sin que se presenten procesos de re-precipitación. En el humedal y la zona de transición, las condiciones reductomórficas conllevan a procesos anaeróbicos particulares que redundan en la acumulación de los carbonatos en el perfil.

V.3. Suelos en el humedal de El Edén: ¿imagen típica de los suelos de otros humedales?

Como se ha visto a lo largo de este capítulo, los suelos dentro de la zona de humedal en el Edén poseen horizontes orgánicos (O y A) de escaso espesor, con menos de 20 cm (cuadro 3) y horizontes de acumulación de carbonatos, como rasgo más característico. El perfil 9 es el único que tiene un horizonte hístico, relacionado claramente con su posición en una depresión dentro del humedal.

Al comparar los suelos del Edén con uno de los humedales más grandes y de características únicas en el mundo, los Everglades de Florida, también formado sobre calizas, se observan similitudes importantes. Según Reddy (2008) el suelo típico de dicho humedal posee material vegetal con bajo grado de descomposición y un suelo mineral subyacente con acumulación de carbonatos (Fig. 26-A) muy similar a la unidad de suelo con mayor extensión en el paisaje de la reserva es la que se presenta en la Fig. 26-B, con horizontes Bg1 y Bg2, ambos con perifiton. Según Bunns y Davis (1986) cuando un suelo se origina de una caliza, la gran cantidad de carbonato de calcio que contiene se libera en forma activa y le imprime un carácter muy particular al suelo, al mismo tiempo que ejerce una acción sobre su desarrollo, obstaculizando en general la acción climática sobre el mismo lo que se observa en la poca humificación y una lenta evolución de los suelos. López (2009) analizó la composición de la materia orgánica de los humedales del Edén, encontrando una dominancia de la fracción de ácidos fúlvicos (AF) en todos los perfiles. Esto evidencia que el proceso de humificación es limitado. Se considera que los AF son moléculas en etapa de descomposición menos avanzada que los ácidos húmicos (AH) por lo que son menos polimerizadas (Reddy y DeLaune, 2008). Asimismo, los AF son menos estables pues

pueden ser atacados por la actividad microbiana mediante un proceso de “maduración” hasta llegar a las zonas más estables. Inclusive, es notorio que gran parte de la MO en estos suelos se encuentre en forma de residuos no alterados en fases incipientes de descomposición. Particularmente, el perfil 10, con un horizonte hístico y con la mayor proporción de carbono, posee una cantidad elevada de materiales no descompuestos como raíces, hojas, madera, etc. La humificación puede ser parcialmente inhibida por la acción del carbonato de calcio que estabiliza los compuestos húmicos en forma poca evolucionada y los protege contra la biodegradación (Bunns y Davis, 1986).

La composición química de los horizontes calcáreos se asemeja a la de la caliza (Schlesinger, 1985; Chadwick et al., 1994). Chadwick et al. (1994) suponen que en suelos jóvenes templados húmedos cerca del 2% de carbonatos pedogénicos son originados por la acumulación de materia orgánica y un 8% en suelos más antiguos, con un estado de maduración mayor.

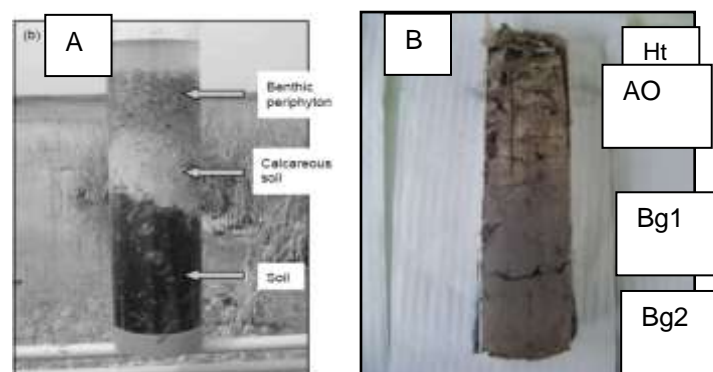


Fig.26. A) Suelo típico de humedal en los Everglades en Florida (Reddy 2008). B) unidad de suelo predominante en humedal del Edén.

V.4. Dinámica del humedal en el tiempo

Una zona húmeda tiene un período de vida relativamente corto a escala geológica y su destino es la desaparición por colmatación o relleno (Viñals, 1999). Los humedales pueden ser objeto de modificaciones muy diversas, tanto naturales como antrópicas, que pueden afectar a los elementos constitutivos del biotopo y de las biocenosis (Viñals, 1997). Existen procesos que ocurren más rápidamente, relacionados con los procesos funcionales (alimentación hídrica y sedimentaria, cadenas tróficas, etc.) y que son más graves porque suelen ser irreversibles.

Los cambios del humedal se observan más fácilmente en la profundidad del agua, es decir haciéndose más profundos o más someros, de tal forma que el perímetro “inundado aumenta o disminuye, desplazándose de lugar (migración). Cuando aumenta el nivel del agua, la tendencia natural del humedal es hacia su colmatación y por tanto, se podrían considerar como elementos rejuvenecedores del sistema. Los fenómenos que favorecen la disminución de la superficie encharcada aceleran la dinámica natural (Viñals, 1999). En el humedal de “El Edén” se encontraron perfiles policíclicos donde los horizontes Ah sepultados ahora se encuentran bajo el agua, lo que indica que posiblemente hay un incremento de la columna de agua o ascenso del manto freático.

Por otra parte la susceptibilidad de la península a eventos climáticos como huracanes favorece cambios sensibles en este ecosistema. Viñals (1999) menciona que los procesos actuantes en los humedales pueden caracterizarse también en función de su formación en términos de tiempo y espacio. Así la escala de los procesos en el tiempo quedaría encuadrada en cambios que pueden producirse a corto plazo (1 año): se trata de fenómenos que pueden actuar incluso en pocas horas, son de carácter generalmente episódico pero tienen una gran capacidad modeladora. Y en cuanto al espacio afectado, la escala puede variar entre: espacio reducido: la zona encharcada estrictamente (hasta un máximo 1 km²). Se trata pues de espacios con gran riesgo de afección debido a su pequeño tamaño, como es el caso de nuestra área de estudio.

Respecto a estos procesos naturales es difícil planificar actuaciones y aplicar medidas correctivas; donde es más fácil actuar es en el control de las actividades antrópicas.

Capítulo VI.

Conclusiones

- Se realizó una toposecuencia a lo largo de un transecto E-W en el humedal de la Reserva Ecológica “El Edén”, Quintana Roo. En ella se identificaron tres zonas en el microrelieve: selva (en posiciones más altas); una zona denominada transición y en la parte baja, el humedal con distintas unidades de suelos en cada posición.
- Los suelos de la selva se caracterizan por tener perfiles Ah/AC, tipo Leptosoles, mientras que en el humedal los suelos tienen básicamente horizontes B de acumulación de carbonatos con horizontes A u O de poco espesor. Se exceptúa un perfil localizado en la parte más profunda del humedal, en el que se observó una turba.
- El desarrollo y evolución de los suelos está condicionada por la saturación por agua, por el material parental y el relieve. Hay cierta similitud mineralógica entre los suelos y el material parental. Donde las condiciones favorecen la neoformación de minerales. De esta manera los procesos autóctonos de formación de suelos dominan, más que el aporte de materiales de fuentes lejanas.
- La formación de los horizontes B con acumulación de carbonatos en el área de los humedales está fuertemente influenciada por la presencia del perifiton (comunidad de algas y otros microorganismos) que se acumula en la superficie de los suelos del humedal y en la zona de transición ya que favorecen la disminución e la presión de CO₂ en el suelo favoreciendo la precipitación de carbonatos.
- Los horizontes orgánicos se forman por la alta productividad primaria que supera las tasas de descomposición. Sumado a esto, las condiciones anóxicas añadidas a la gran cantidad de caliza detienen el proceso de descomposición y humificación de la materia orgánica.
- Los suelos cercanos a la zona de transición muestran perfiles policíclicos con horizontes Ah sepultados, los cuales poseen características similares a los suelos de selva, lo que puede evidenciar que anteriormente esta región no se inundaba. Por lo anterior, se considera que la presencia de estos suelos es indicador de la dinámica del ecosistema.
- Hay que considerar de forma rigurosa, como se ha expuesto a lo largo de todo el trabajo, que son ecosistemas con características particulares, sujetos a una gran variabilidad y extremadamente sensibles a los cambios ambientales.

CAPÍTULO VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almendros, G., Guadalix, M.E., González-Vila, F.J., and Martín, F., 1998. Distribution of structural units in humic substances as revealed by multi-step selective degradations and ¹³C-NMR of successive residues. *Soil Biol. Biochem.*, 30: 755–765.
- Alonzo, S. L., Vinajera, R. C., Rodríguez, R. G. 2006. Granulometría de dos tipos predominantes de suelo del estado de Yucatán. 61-68.
- Álvarez S., 2005. La descomposición de materia orgánica en humedales: la importancia del componente microbiano. *Ecosistemas* 14 (2): 17-29.
- Barko J.W. and Smart, R.M. 1981. Sediment-based nutrition of submerged macrophytes. *Aquatic Botany* 10: 229–238.
- Barrer R. 1989. Hidrotermal chemistry of silicates. VIII:Low temperatura cristal growth of aluminosilicates and some agllium and germanium analoges. *Journal of the chemical Society*: 195-208.
- Bautista F., G. Palacio-Aponte , M. Ortíz-Pérez, E. Batllori Sampedro y M. Castillo-Gonzalez. 2005. El origen y el manejo maya de las geoformas, suelos y afguas en la península de Yucatan. En: Bautista F., G. Palacio. (Eds.) 2005. Caracterización y manejo de los suelos de la península de Yucatán: Implicaciones agropecuarias , forestales y ambientales. Universidad autónoma de Campeche, Universidad autónoma de Yucatán, Instituto Nacional de ecología – Campeche, México.
- Beach, T., 1998b. Soil constraints on Northwest Yucata´n, Mexico: pedoarchaeology and Maya subsistence at Chunchucmil. *Geoarchaeology* 13 (8), 759– 791.
- Beach, T., Dunning, N.P., 1995. Ancient Maya terracing and modern conservation in the Pete´n Rain Forest of Guatemala. *Journal of Soil and Water Conservation* 50, 138– 145.
- Beach, T., Luzzadder-Beach, S., Dunning, N., Scarborough, V., 2003. Depression soils in the lowland tropics of northwestern Belize. In: Gomez-Pompa, A., Allen, M., Fedick, S.L., Jime´nez-Osornio, J.J. (Eds.), *Lowland Maya Area: Three Millennia at the Human-Wildland Interface*. Haworth Press, Binghamton, NY, pp. 139–173.
- Besoain E. 1985. Mineralogía de arcillas de suelos. Instituto interamericano de cooperación para la agricultura. Costa Rica. p.p.1205.
- Besoain E. y González M. 1987. Mineralogía, génesis y clasificación de suelos derivados de cenizas volcánicas de la región centro-sur de Chile. *Ciencia e investigación agraria*, 4.109-130.
- Birkeland P. W. *Soils and Geomorphology*: Oxford University Press, New York/Oxford, 1984, xiv + 372 pp., 127 illus., 51 tables, *Geoderma*, Volume 37, Issue 1, February 1986, Page 70.
- Bravo F., Delgado J.A., Gallardo J.F., Bravo-Oviedo A. Ruiz-Peinado R., Merino A., Montero G., Cámara A., Navarro R., Ordoñez C. y Canga E. 2007. Métodos para cuantificar la fijación de CO₂ en los sistemas forestales. En Bravo F. (coord). *El papel de los bosques españoles en el cambio climático*. Fundación gas natural, Barcelona p 65-112.
- Bruland, G.L., M.F. Hanchey, and C.J. Richardson. 2003. Effects of agriculture and wetland restoration on hydrology, soils, and water quality of a Carolina bay complex. *Wetlands Ecol. Manage.* 11: 141–156.
- Buol S.W. 2000. Génesis Y Clasificación De Suelos. Editorial Trillas p.p. 417.

- Bunns, R.G. and Davis, J.A. (1986). The microbiology of soil structure. *Biol. Agric. & Hortic.* 3:95-113.
- Cabadas-Báez, H., Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., Pi, T., Gama-Castro, J., 2010. Pedosediments of karstic sinkholes in the eolianites of NE Yucatán: a record of Late Quaternary soil development, geomorphic processes and landscape stability. *Sometido a Geomorphology*.
- Colmet-Daage, F. 1989. Caractéristiques et nature de la fraction argileuse de quelques sols rouges d'Haiti situés sur calcaires durs. *Cah. ORSTOM Ser Pedol.* VII(3):345-416.
- Cowardin, L. M., V. Carter, F. C. Golet, and E. T. LaRoe. 1979. *Classification of Wetlands and Deepwater Habitats of the United States*. U.S. Fish and Wildlife Service, U.S. Government Printing Office, Washington, DC.
- Cofiteaux M. M., Bottner P., and Berg B. (1995) Litter decomposition, climate, and litter quality. *Trends Ecol. Evol.* 10, 63-66.
- Curmi, P., Durand, P., Gascuel-Oudou, C., Mérot, P., Walter, C., Taha, A., 1998. Hydromorphic soils, hydrology and water quality: spatial distribution and functional modelling at different scales. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 50: 127–142.
- Chadwick O.A. Capo R.C. 1993. Application of strontium isotopes to the mass balance of calcium in desert soils: eolian input vs in situ weathering. *Geol. Soc. of Am. Abstract with Programs*.
- Chantigny H. Martin. 2003. Dissolved and water-extractable organic matter in soils: a review on the influence of land use and management practices. *Geoderma* 113 357– 380.
- Chesworth, W., van Straaten, P., Smith, P., and Sadura, S., 1987. Solubility of apatite in clay and zeolite bearing systems: application to agriculture. *Appl. Clay Sci.*, 2: 291–297.
- Day F. P., Jr. (1982) Litter decomposition rates in the seasonally flooded Great Dismal Swamp. *Ecology* 63, 670-678.
- De la Iglesia Fernandez y Martin Vivaldi, J. L. 1982. A contribution to the synthesis of kaolinite, international clay conference, Madrid, I: 227-240.
- Deevey, E.S., Rice, D.S., Rice, P.M., Vaughan, H.H., Brenner, M., Flannery, M.S., 1979. Mayan urbanism: impact on a tropical karst environment. *Science* 206, 298– 306.
- De Kimpe C. R. Gastuche M. C. y Brindley G. W. 1981. Ionic coordination in aluminosilicic gels in relation to clay formation. *Am. Mineralogist*, 46:1370-1381.
- Duchaufour, Ph., 1977. *Pedologie. 1. Pedogenese et Classification*. Masson, Paris, 477 pp.
- Flessa, H., Ludwig, B., Heil, B., Merbach, W., 2000. The origin of soil organic C, dissolved organic C and respiration in a long-term maize experiment in Halle, Germany, determined by ¹³C natural abundance. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 163, 157– 163.
- Fennessy, M.S., Mitsch, W.J., 2001. Effects of hydrology on spatial patterns of soil development in created riparian wetlands. *Wetlands Ecology and Management* 9:103–120.
- Flessa H., Ludwig B., Heil B., Merbach W. 2000. The Origin of Soil Organic C, Dissolved Organic C and Respiration in a Long-Term Maize Experiment in Halle, Germany, Determined by ¹³C Natural Abundance. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* Volume 163 Issue 2, Pages 157-163.
- Furley, P.A., 1987. Impact of forest clearance on the soils of tropical cone karst. *Earth Surface Processes and Landforms* 12, 523–529.

- Gastuche M. 1989. La genese des mineraux argileux. *Revue des questions Scientifiques*: 64-92.
- Gile, L.H., and R.B. Grossman. 1979. *The desert project soil monograph*. Soil Conservation Service, USDA, U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC.
- Gómez-Pompa, A. 2003. Research challenges for the Lowland Maya Area: An introduction. En Gómez-Pompa, A., M.F. Allen, S.L. Fedick y J.J. Jiménez-Osorio, eds., *The Lowland Maya Area: Three Millennia at the human-Wildland Interface*. New York: Haworth Press. pp: 3-12.
- Gondar, D. R., Lopez, S. F., J.M. Arce A. F. 2005 Characterization and acid-base properties of fulvic and humic acids isolated from two horizons of an ombrotrophic peat bog. Departamento de Química Física, Facultad de Química, Universidad de Santiago de Compostela, E15782 Santiago de Compostela, Spain *Geoderma* Volume 126, Issues 3-4, Pages 367-374.
- Gordon, L.J., Max Finlayson, C., Falkenmark, M., 2010. Managing water in agriculture for food production and other ecosystem services. *Agricultural Water Management* 97: 512–519.
- Goudie, A. S., 1996. Organic agency in calcrete development. *J. of Arid Environments*. 32: 103–110.
- Harder E. (1982). Examples of bauxite deposits illustrating variation in origin. In: *Problems of clay and laterite genesis*, New York, Am. Inst. Mining metal. Engineers. Pp 35-64.
- Heraud P.M.A., 1996. *Le Karst du Yucatan: Pays des Mayas*. Presses Universitaires de Bordeaux, Collection Scieteren. Bordeaux, France.. 282 pp.
- Holling, C.S., and L.H. Gunderson. 2002. Resilience and adaptive cycles. In L.H. Gunderson and C.S. Holling (ed.) *Panarchy: Understanding transformations in human and natural systems*. Island Press, Washington, DC. p. 26–62.
- Hossner L.R. and Baker, W.H. 1988. Phosphorus transformations in flooded soils. In: Hook, D.D. et al. (eds.), *The Ecology and Management of Wetlands*. Volume 1: *Ecology of Wetlands*. Timber Press, Portland, OR. pp. 293–306.
- Hruby, T. 1999. Assessments of wetland functions: what they are and what they are not. *Environmental Management* 23:75–85.
- Hurt, G. W., P. M. Whited, and R. F. Pringle (Eds.). 1998. *Field Indicators of Hydric Soils in the United States*. USDA Natural Resources Conservation Service. Fort Worth, TX.
- ITGE. 1995. *Contaminación y depuración de suelos*. Publicaciones del ITGE. 330 pg.
- Jackson, M. L. 1964. *Análisis químico de suelo*. Traducción al español por J. Beltrán M. Omega, Barcelona España.
- Keddy P. 2000. *Wetland ecology: Principles and conservation*. Cambridge University Press, xiv + 1 paper. ISBN 0-521-78367-4.
- Khalil M. A. K. and Shearer M. J. 1993. Sources of methane: An overview. In *Atmospheric Methane: Sources, Sinks, and Role in Global Change* led. M. A. K. Khalil), pp. 180-198. Springer-Verlag.
- Khokhlova, O.S., Mergel, S.V., Kovalevskaya, I.S., 1997, An approach to reconstruction of the CO₂ regime in semi-arid soils of Russia on the basis of their carbonate profile data, in Lal R., J., Follett, R. (eds.), *Soil Properties and Their Management for Carbon Sequestration*: Lincoln, NE, United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Services, National Soil Survey Center, 11-18.

- Kononova, M., 1966. Soil Organic Matter. Pergamon, London, 544 pp.
- Kumada, K., 1987. Chemistry of Soil Organic Matter. Elsevier, Amsterdam.
- Lal R. 1999. Global Climate Change And Pedogenic Carbonates. Lewis. California. Pp. 305.
- Lazcano-Barrero, M.A. M.A. Vázquez-Sánchez, I.J. March, H. Nuñez y M. Fuller. 1995. La región de Yalahau: propuesta para el establecimiento de una zona de conservación y desarrollo sostenible en el norte de Quintana Roo. Collaborative technical report, ECOSFERA and ECOSUR. Disponible en: http://maya.ucr.edu/pril/el_eden/research/papers/pub_ing.html.
- Linares J. y Huertas F. kaolinite: synthesis at room temperature Science, 171:896-897. 1981.
- Lot, A., Novelo, 1990. Forested wetlands of Mexico. In: Lugo, A.E., et al. (Eds.), Forested Wetlands. Elsevier, Amsterdam (Chapter 12).
- Loughnan F. y Bayliss P. The mineralogy of the bauxite despite near weipa, Queensland. American Mineralogist 46:209-217.
- Martínez Cortizas, A., Pontevedra-Pombal, X., García-Rodeja, E., Nóvoa-Muñoz, J. C., Shoty, W. (1999): Mercury in a Spanish peat bog: archive of climate change and atmospheric metal deposition. *Science* 284, 939-942.
- Maltby, L 1996. Detritus processing. En *River Biota: diversity & dynamics*. Selected extracts from the Rivers Handbook. Petts, G., P. Calow, (Eds). Blackwell science. Oxford.145-167.
- McGill, W.B., Cannon, K.R., Robertson, J.A., Cook, F.D., 1986. Dynamics of soil microbial biomass and watersoluble organic C in Breton L after 50 years of cropping to rotations. *Can. J. Soil Sci.* 66, 1– 19.
- McKnight, D.M. y Aiken, G.R. 1998. Sources and age of aquatic humus. En *Aquatic Humic Substances*. Hessen, D.O. y L.J.(Eds). Springer-Verlag. Berlin Heidelberg.
- Miller, B.A., Crumpton, W.G., van der Valk, A.G., 2009. Spatial distribution of historical wetland classes on the Des Moines Lobe, Iowa. *Wetlands* 29: 1146-1152.
- Mitsch W. J., Gosselink J. G., 2000. special issue the values of wetlands. landscapes and institutional perspectives. The value of wetlands: importance of scale and landscape setting.
- Mitsch, W.J., Gosselink, J.G., 1993. *Wetlands*, 2nd ed. John Wiley, New York.
- Münster, U. y Chróst, R.J. 1990. Origin, composition and microbial utilization of organic matter. En *Aquatic Microbial Ecology: Biochemical and Molecular Approaches*. Overbeck, y J, R. J Chróst, (Eds). Springer-Verlag, New-York. 8-46.
- Münster, U; Einiö, P., Nurminen, J. y Overbeck, J. 1992. Extracellular enzymes in a polyhumic lake: important regulators in detritus processing. *Hydrobiologia* 229: 225-238.
- Nathalie C., Christophe Tiffreaux., Corinne Leyval., Jean Louis Morel. 2003. Solubility of metals in an anoxic sediment during prolonged Aeration
- Nielsen, D. N., M. A. Brock, G. N. Rees, and D. S. Baldwin. 2003. Effects of increasing salinity on freshwater ecosystems in Australia. *Australian Journal of Botany* 51:655–665.
- Noe, G.B., Childers, D.L., Jones, R.D., 2001. Phosphorus Biogeochemistry and the Impact of Phosphorus Enrichment: Why Is the Everglades so Unique? *Ecosystems* 4: 603–624.

- Oberlin A., Tchoubar C. 1985. Formation de kaolinite par alteration de l'albite. Bull. Gr. Fr. Argiles, 18, (13): 49-51.
- Olmsted, I. 1993. Wetlands of Mexico. pp. 637-677. In: Wetlands of the World. Vol. 1. Whigham, D., Dykyjová, D. and Hejný, S., eds. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London.
- Pacheco Martínez Jorge, Alonzo Salomón Lauro A. 2003. Caracterización del Material Calizo de la Formación Carrillo Puerto en Yucatán". Revista Académica de la FIUADY.
- Paul, J.W., Beauchamp, E.G., 1989. Effect of carbon constituents in manure on denitrification in soil. Can. J. Soil Sci. 69, 49– 61.
- Párraga, J., Rivadeneyra, M., Martín- García, J., Delgado, R., and Delgado, G., 2004. Precipitation of Carbonates by Bacteria from a Saline Soil, in Natural and Artificial Soil Extracts. Geomicrobiol. J., 21: 55–66.
- Pohlman A. A. y John G. McColl 1988. Soluble Organics from Forest Litter and their Role in Metal Dissolution Department of Plant and Soil Biology, Univ. of California, Berkeley, CA 94720. Published in Soil Sci Soc Am J 52:265-271
- Porta, J.; López-Acevedo, M.; Roquero, C. 1999. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundi-Prensa. España. 849 pg.
- Reddy, K. R., Y. Wang, W. F. DeBusk, M. M. Fisher, and S. Newman. 1998. Forms of soil phosphorus in selected hydrologic units of the Florida Everglades. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62:1134–1147.
- Reinelt, L.E. and R.R. Homer, 1995. Pollutant removal from stormwater runoff by palustrine wetlands based on a comprehensive budget. *Ecol. Eng.*, 4: 77-97.
- Richardson J. L., Vepraskas M. J. 2001. Wetland soils Genesis, Hydrology, Landscapes, and Classification. Lewis publisher. Boca Raton London New York Washington, D.C. p.p. 432.
- Ryskov Ya.G., Demkin V.A., Oleynik S.A. y Ryskova E.A. 2008. Dynamics of pedogenic carbonate for the last 5000 years and its role as a buffer reservoir for atmospheric carbon dioxide in soils of Russia Global and Planetary Change Volume 61, Issues 1-2, March, Pages 63-69.
- Römkens P. F., Dolfing J. 1998. Effect of Ca on the solubility and molecular size distribution of DOC and Cu binding in soil solution samples. *Environmental Science & Technology*, 32(3), 363-369.
- Rosales U., F., Alonzo S. L., Sulub A. A., 2004. Diseño y Elaboración de una Base de Datos de las Características Físicas y Mecánicas del Material Calizo Sahcab en el Estado de Yucatán, Revista Académica de la FIUADY.
- Sedov S., Solleiro-Rebolledo E., Fedick S, Pi-Puig T., Vallejo-Gómez E., and Flores-Delgadillo M. Micromorphology of a Soil Catena in Yucatán: Pedogenesis and Geomorphological Processes in a Tropical Karst Landscape.
- Schlesinger, W.H., 1997. Biogeochemistry: An Analysis of Global Change, second ed. Academic Press, San Diego, CA.
- Sherman G. Matzsusaka Y., Ikawa H. Uehara G. 1984. The role of the amorphous fraction in the properties of tropical soils. *Agrochimica* VIII:146-163.
- Schnitzer, M., 1978. Humic substances: chemistry and reactions. In: M. Schnitzer and S. U. Khan (Editors), Soil Organic Matter. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-64.

- Schwertman U. Die fraktionierte. 1989 Extraction der freien eisenoxide in Boden, ihre mineralogischen Formen und ihre Entsehungswesen Z. Pflanzenernahr. Dung., Bodeng, 84:194-204.
- Sieffermann G. 1989. Premieres determination des mineraux argileaux des sols du Cameroun. 3me. Conf. Interafr. Des sols. Publication No. 50. C.C.T.A. 1:139-150.
- Schoen R. y Robertson Ch. 1980. Structures of aluminium hydroxide and geochemical implications. Amer. Mineralogist, 55:43-77.
- Schultz, G.P. 2003. Structure and diversity of the forest at the El Edén Ecological Reserve. En Gómez-Pompa, A., M.F. Allen, S.L. Fedick, y J.J. Jiménez-Osorio, eds, The Lowland Maya Area: Three Millenia at the Human-Widland Interface. New York: Press. pp: 91-114.
- Sinsabaugh, R.L. y Moorhead, D.L. 1997. Synthesis of litter quality and enzyme approaches to decomposition modelling. En Driven by Nature: Plant litter quality and Decomposition. Cadish, G y K.E. Giller (Eds)., CAB International. Wallingford, Oxon, UK.
- Sinsabaugh, R.L, Carreiro, M.M. y Álvarez, S. 2002. Enzyme and Microbial Dynamics of Litter Decomposition (Chapter 9). En *Enzymes in the Environment*. Burns, R.G, R.P. Dick. (Eds.), Marcel Dekker, New York. pp 249-266.
- Six J., Callewaert P., Lenders S., De Gryze S., Morris S.J., Gregorich E.G., Paul E.A. y Paustian K. (2002) Measuring and understanding carbon storage in afforested soils by physical fractionation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66:1981-1987.
- Smith, R. D. and J. S. Wakely. 2001. Hydrogeomorphic approach to assessing wetland functions: guidelines for developing regional guidebooks; Chapter 4, developing assessment models. U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS, USA.ERDC/EL TR-01-30.
- Soil Survey Division, Natural Resources Conservation Service, United States Department of Agriculture. Official Soil Series Descriptions [Online WWW]. Available URL: "<http://www.statlab.iastate.edu/soils/osd/>" [Accessed 1 Oct 2009]. <http://www.statlab.iastate.edu/soils/index.html/>
- Soil Survey Staff. 1975. *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Survey*. Agric. Handbook No. 436, U.S. Govt. Printing Office, Washington, DC.
- Soil Survey Staff. 1993. *Soil Survey Manual*. USDA, Soil Conservation Service. Agric. Handbook No. 18, U.S. Govt. Printing Office, Washington, DC.
- Soil Survey Staff. 1996. *Keys to Soil Taxonomy*, Seventh Edition. USDA, NRCS, Washington, DC.
- Stevenson, F.J., 1982. Extraction, fractionation, and general chemical composition of soil organic matter. In: Stevenson, F.J. (Ed.), *Humus Chemistry. Genesis, Composition, Reactions*. John Wiley and Sons, New York, pp. 26–54.
- Suzuki K. and Niyomdham C. (1992) Vegetation at Narathiwat, Thailand. In *Coastal Lowland Ecosystems in Southern Thailand and Malaysia* (ed. K. Kyuma et al.), pp. 88-106. Kyoto Univ.
- Van Hees P. A. W., Lundström U. S., Giesler R. Low molecular weight organic acids and their Al-complexes in soil solution—composition, distribution and seasonal variation in three podzolized soils *Geoderma*, Volume 94, Issues 2-4, February 2000, Pages 173-200

- Vepraskas, M. J. and S. P. Faulkner. 2001. Redox chemistry of hydric soils.. In J. L. Richardson and M. J. Vepraskas (eds.) *Wetland Soils: Their Genesis, Hydrology, Landscape and Separation into Hydric and Nonhydric Soils*. CRC Press, Boca Raton, FL, USA p. 85–105.
- Viñals M. J. 1999. La variabilidad de las cubetas de los humedales mediterráneos: formas y procesos geomórficos. España. SEHUMED, Valencia ISSN: 1137 – 7755, *Humedales Mediterráneos*, 1 91 – 98
- Watanabe, A., Takada, H., 2006. Structural stability and natural ¹³C abundance of humic acids in buried volcanic ash soils. *Soil Science and Plant Nutrition* 52, 145–152.
- Wetzel, R.G. y Likens, G.E, 1991. *Limnological analysis*. Second Edition. Springer-Verlang. New-York.
- Wetzel, R. G. 1993. Humic compounds from wetlands: complexation, inactivation, and reactivation of surface-bound and extracellular enzymes. *Verh. Int. Verein. Limnol.* 25:122–128.
- Wetzel, R.G. 1999. Biodiversity and shifting energetic stability within freshwater ecosystems. *Archiv für Hydrobiologie. Spec. Issues Advanc. Limnol.* 54: 19-32.
- Wey R. y Siffert B. 1982. Reactions de sílice monomoléculaire em solution avecvles íons Al³⁺ ET Mg²⁺. Gênese ET synthese dès Argiles. *Colloques Internationaux C.N.R.S. paris*, 11-19.
- Wingard, J.D., 1996. Interactions between demographic processes and soil resources in the Copá'n Valley, Honduras. In: Fedick, S. (Ed.), *The Managed Mosaic: Ancient Maya Agriculture and Resource Use*. The University of Utah Press, Salt Lake City.
- Xu, J.G., Juma, N.G., 1993. Above- and below-ground transformation of photosynthetically fixed carbon by two barley (*Hordeum vulgare* L.) cultivars in a Typic Cryoboroll. *Soil Biol. Biochem.* 25, 1263– 1272.
- Zeikus, J.G. 1981. Lignin metabolism and the carbon cycle. New York.pp. *In* M. Alexander (Ed.) *Advances in Microbial Ecology, Volume 5*. Plenum Press, 211–243.
- Zhdanov S. P. 1983. Some problems of Zeolite crystallization. *Advanced chemistry series* 1:23-27.