



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

**FACULTAD DE CIENCIAS**

**Almacén de carbono y sus procesos de estabilización en  
suelos de bosque mesófilo de montaña en la Sierra Gorda de  
Querétaro**

**TESIS**

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**Licenciada en Ciencias de la Tierra**

PRESENTA:

**Aura Minerva Bustamante Martínez**

DIRECTOR DE TESIS:

**Dra. Norma Eugenia García Calderón**

Unidad Multidisciplinaria de Docencia e Investigación  
Querétaro, México 2022.





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.

## **Adscripción del jurado**

### **Presidente**

#### **M. en C. Elizabeth Fuentes Romero**

Laboratorio de conservación y rehabilitación de la Zona Crítica Edáfica  
Unidad Multidisciplinaria de Docencia e Investigación. Facultad de Ciencias, UNAM  
Boulevard Juriquilla 3001, CP 76230. Campus UNAM-Juriquilla, Querétaro, México  
fre@ciencias.unam.mx

### **Vocal**

#### **Dr. Gustavo Álvarez Arteaga**

Facultad de Planeación Urbana y Regional  
Universidad Autónoma del Estado de México  
Mariano Matamoros, CP 50130. Toluca de Laredo, México.  
galvareza68@gmail.com

### **Secretario (director de tesis)**

#### **Norma Eugenia García Calderón**

Laboratorio de Conservación y Rehabilitación de la Zona Crítica Edáfica  
Unidad Multidisciplinaria de Docencia e Investigación. Facultad de Ciencias, UNAM  
Boulevard Juriquilla 3001, CP 76230. Campus UNAM-Juriquilla, Querétaro, México  
negc@ciencias.unam.mx

### **Suplente**

#### **Dr. Noé Velázquez Rosas**

Centro de Investigaciones Tropicales  
José María Morelos 44, Centro, CP 91000 Xalapa-Enríquez, Ver.  
novero@hotmail.com

### **Suplente**

#### **Dr. Bruno Manuel Chávez Vergara**

Laboratorio de Biogeoquímica  
Instituto de Geología, UNAM  
Investigación Científica, Copilco Universidad, Coyoacán, CP 04360, CDMX  
chavezvb@geologia.unam.mx

## AGRADECIMIENTOS ACADÉMICOS

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México, a la Unidad Multidisciplinaria de Docencia e Investigación de la Facultad de Ciencias y a la Licenciatura en Ciencias de la Tierra por brindarme las herramientas necesarias para mi desarrollo académico y formación profesional.

Al Laboratorio de Conservación y Rehabilitación de la Zona Crítica Edáfica por las instalaciones y el apoyo brindado para llevar a cabo esta tesis.

Al proyecto PAPIIT IN121320; Almacenes y flujos de carbono y agua en suelos de bosques mesófilos de montaña con diferentes grados de perturbación, por los recursos otorgados para la realización de esta tesis.

A la Dra. Norma Eugenia García Calderón, directora de esta tesis, y a mis sinodales Elizabeth Fuentes Romero, Gustavo Álvarez Arteaga, Noé Velázquez Rosas y Bruno Manuel Chávez Vergara por compartir sus conocimientos y su guía en este trabajo de tesis.

Al Dr. Héctor Gaspar del Ángel por haber sembrado en mí el gusto por la estadística.

A la Lic. Cecilia Robles por apoyarme con sus conocimientos de SIG en los mapas de este trabajo.

## AGRADECIMIENTOS PERSONALES

A mis padres por su amor y dedicación, por transmitirme la pasión de aprender y cuidar de la naturaleza. Y por apoyarme en todas las etapas de mi vida.

A Omar por compartir el gusto de estudiar y admirar a la naturaleza, por creer en que puedo lograr lo que me propongo. Y por estar a mi lado incondicionalmente.

A mis abuelos por su cariño y por inspirarme a superar mis metas profesionales.

A Pepe, Fersy y Josy por las alegrías que han sembrado en mi camino con muchas experiencias inolvidables.

A mis amigos Tatiana, Norma y Charly porque nuestra amistad sobrepasó el tiempo y la distancia, y por todas las risas y lágrimas que hemos compartido. A Malinali, Paulina, Juan Ricardo, Blanca, Benjamín, Dominik y demás amigos con quienes disfruté esta maravillosa etapa universitaria.

A la Dra. Norma por la confianza, por brindarme la oportunidad de trabajar en el laboratorio y por el honor de ser su estudiante.

A Liz por impulsar mi desarrollo académico, por todo el tiempo que dedicó para compartir sus conocimientos y enseñarme a buscar por mí misma la mejor forma.

A Dany y Xochitl porque desde el primer día en el laboratorio me apoyaron y siempre estaban dispuestas a enseñarme.

# ÍNDICE

<i>Capítulo 1. Introducción.....</i>	
<b>1.1. Antecedentes .....</b>	<b>11</b>
1.1.1. Almacén de COS como función ecosistémica.....	11
1.1.2. Importancia del mantillo forestal para el almacén de COS.....	13
1.1.3. Importancia del almacén y estabilización de CO en suelos forestales.....	19
1.1.4. La humificación como proceso de estabilización química del COS.....	20
1.1.5. La agregación como proceso de estabilización física del COS.....	24
1.1.6. El BMM en México.....	27
<b>1.2. Objetivos.....</b>	<b>28</b>
General .....	28
Particulares.....	28
<b>1.3. Hipótesis .....</b>	<b>28</b>
<i>Capítulo 2. Sitio de estudio .....</i>	
<b>2.1. Geología.....</b>	<b>30</b>
<b>2.2. Fisiografía.....</b>	<b>31</b>
<b>2.3. Hidrología.....</b>	<b>32</b>
<b>2.4. Clima.....</b>	<b>32</b>
<b>2.5. Vegetación .....</b>	<b>32</b>
<b>2.6. Suelos .....</b>	<b>33</b>
<b>2.7. Uso de suelo y vegetación.....</b>	<b>33</b>
<i>Capítulo 3. Metodología .....</i>	
<b>3.1. Selección del sitio de estudio .....</b>	<b>35</b>
<b>3.2. Diseño experimental y toma de muestras .....</b>	<b>36</b>
3.2.1. Muestras de horizontes O, A y B .....	37
3.2.2. Muestras del perfil de suelo .....	39
<b>3.3. Métodos en laboratorio.....</b>	<b>39</b>
3.3.1. Propiedades físicas del mantillo .....	39
3.3.2. Propiedades químicas del mantillo .....	40
3.3.3. Propiedades físicas del suelo.....	43
3.3.4. Propiedades químicas del suelo .....	45
<b>3.4. Análisis estadístico .....</b>	<b>51</b>
<i>Capítulo 4 Resultados .....</i>	
<b>4.1 Tipo de humus y almacén de carbono en horizontes orgánicos del suelo .....</b>	<b>52</b>
<b>4.2. Caracterización de los suelos y almacén de carbono .....</b>	<b>55</b>

4.3.	Almacén de carbono y estabilidad física de los agregados .....	61
4.4.	Estabilidad química del CO y grado de humificación .....	63
4.5	Dinámica del COS en BMM .....	67
<i>Capítulo 5 Discusión.....</i>		
5.1.	Tipo de humus y almacén de carbono en horizontes orgánicos del suelo .....	70
5.2.	Almacén de carbono en horizontes minerales del suelo .....	73
5.3.	Almacén de carbono y estabilidad de los agregados .....	76
5.4.	Almacén y estabilidad química del carbono.....	78
5.5	Dinámica del COS en BMM .....	82
<i>Capítulo 6 Conclusiones.....</i>		
		84
<i>Referencias bibliográficas.....</i>		
		86
<i>Anexos.....</i>		
		96

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.1.</b>	<i>Funciones y servicios ecosistémicos relacionados con el almacén de COS. Modificado de Bautista et al. (2019). .....</i>	12
<b>Figura 1.2.</b>	<i>Características de los horizontes orgánicos y su relación con el tipo de humus. ....</i>	15
<b>Figura 1.3.</b>	<i>Procesos de descomposición de la MOS para formar carbono orgánico libre y ligado (<math>CO_{libre}</math> y <math>CO_{ligado}</math>). Modificado de Almendros (2004). .....</i>	21
<b>Figura 1.4.</b>	<i>Clasificación del <math>CO_{libre}</math>: carbono orgánico disuelto (COD) y material particulado no humificado (MPNH); y del <math>CO_{ligado}</math>: carbono de ácidos fúlvicos (CAF), húmicos (CAH) y huminas (CHUM). Se indica la concentración de C que tienden a almacenar y su relación con el grado de humificación y evolución de la MOS. Modificado de Strawn et al. (2015). .....</i>	23
<b>Figura 1.5.</b>	<i>Clasificación de los agregados del suelo por tiempo de residencia en relación con la estabilización del carbono en macro, meso y micro agregados, determinada por el tamaño de poros, la actividad biológica y los enlaces que los conforman. ....</i>	27
<b>Figura 2.1.</b>	<i>Localización del sitio de estudio, posición en la ladera media alta y media baja, en la comunidad de Valle Verde, Jalpan de Serra, Querétaro. Escala 1:50,000.....</i>	30
<b>Figura 2.2.</b>	<i>Uso de suelo y vegetación del sitio de estudio y de la localidad Valle Verde, Jalpan de Serra, Qro. Escala 1:250 000.....</i>	35
<b>Figura 3.1.</b>	<i>Diseño del muestreo de tres perfiles tipo sobre una ladera de BMM. Ladera media alta (Lma) y ladera media baja (Lmb). ....</i>	37

<b>Figura 3.2.</b> Muestreo y análisis correspondientes de los horizontes para determinar el reservorio de carbono y la caracterización genética del perfil tipo. Carbono en las distintas fracciones: orgánico disuelto, material particulado no humificado, ácidos húmicos, fúlvicos y huminas (COD, MPNH, CAH, CAF y CHUM, respectivamente); índice de humificación (IH); grado de humificación (GH); carbono orgánico total (COT); relación carbono nitrógeno (C:N); densidad aparente (DA); y densidad real (DR). .....	38
<b>Figura 3.3.</b> Extracción de las fracciones del COS, por el método de Dabin (1971). .....	49
<b>Figura 4.1.</b> Biomasa de los horizontes orgánicos Ol y Of de <b>a)</b> ladera media alta (Lma); y <b>b)</b> ladera media baja (Lmb). Letras distintas indican diferencias significativas ( $p < 0.05$ ).....	54
<b>Figura 4.2.</b> Almacén de carbono orgánico en el mantillo forestal. <b>a)</b> Ol y Of de ladera media alta (Lma); <b>b)</b> Ol y Of de ladera media baja (Lmb). Letras distintas indican diferencias significativas ( $p < 0.05$ ). .....	55
<b>Figura 4.3</b> Horizontes genéticos de los perfiles de suelo. a) Phaeozem; y b) Luvisol. Fuente: Elizabeth Fuentes, 2017.....	56
<b>Figura 4.4. a)</b> Distribución del CO respecto a la profundidad del perfil. <b>b)</b> Proporción del CO que almacena cada perfil por horizonte, tomando en cuenta la densidad aparente y pedregosidad. Lma: ladera media alta, p1: perfil 1; p2: perfil 2; y Lmb: ladera media baja. ....	60
<b>Figura 4.5</b> Almacén de CO a partir de los 30 cm de profundidad, en los primeros 30 cm y en el horizonte orgánico (mantillo). Lma: ladera media alta, p1: perfil 1; p2: perfil 2; y Lmb: ladera media baja.....	61
<b>Figura 4.6.</b> Proporción entre tamaño de agregados macro, meso y micro para <b>a)</b> Lma y <b>b)</b> Lmb. ....	62
<b>Figura 4.7.</b> En cada uno de los tamaños de agregados se muestra el contenido de CO para Lma <b>a)</b> y Lmb <b>b)</b> ; así como la proporción de almacén de CO para ambas laderas tomando en cuenta la proporción de agregados <b>c)</b> .....	62
<b>Figura 4.8.</b> Contenido de carbono en las fracciones de COD: carbono orgánico disuelto; y CMPNH: material particulado no humificado; CAF: carbono de ácidos fúlvicos; CAH: carbono de ácidos húmicos; CHUM: carbono de huminas; así como del COT: carbono orgánico total. En meso y macro agregados de Lma <b>a)</b> y Lmb <b>b)</b> .....	65
<b>Figura 4.9.</b> Relación entre almacén total de CO (suma de mantillo y horizonte superficial) y la biomasa del mantillo. ....	67
<b>Figura 4.10.</b> Relación entre almacén y contenido de CO en los diferentes reservorios del suelo: <b>a)</b> mantillo; <b>b)</b> agregados; <b>c)</b> horizontes del suelo Lma; <b>d)</b> horizontes del suelo Lmb .....	68

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 3.1.</b> <i>Parámetros de humificación y estabilidad química del COS.</i> .....	50
<b>Tabla 4.1.</b> <i>Caracterización morfológica de los horizontes orgánicos (O) en suelos forestales.</i> .....	52
<b>Tabla 4.2.</b> <i>Propiedades del horizonte O promedio <math>\pm</math> DS para la clasificación del tipo de humus de acuerdo con Zanella et al. (2011) y Siebe et al. (2006).</i> .....	53
<b>Tabla 4.3.</b> <i>Descripción morfológica de los horizontes (FAO, 2009).</i> .....	57
<b>Tabla 4.4.</b> <i>Propiedades físicas de los suelos. Criterios propuestos por FAO (2009); Siebe et al. (2006).</i> .....	58
<b>Tabla 4.5.</b> <i>Propiedades químicas del suelo. Desviación estándar (<math>\pm</math> DS).</i> .....	59
<b>Tabla 4.6</b> <i>Fracciones de CO y los índices para evaluar la humificación.</i> .....	64
<b>Tabla 4.7</b> <i>Fracciones del CO en los agregados del suelo y los índices para evaluar la humificación <math>\pm</math> DS.</i> .....	64
<b>Tabla 4.8.</b> <i>Matriz de correlación entre la proporción del agregado, las fracciones de C y los índices de humificación en <b>a)</b> macro agregados y <b>b)</b> meso agregados.</i> .....	66
<b>Tabla 4.9</b> <i>Análisis de componente rotado Varimax con normalización Kaiser (convergencia en 6 iteraciones) para los indicadores de estabilidad física y química del almacén de COS.</i> .....	69
<b>Tabla 5.1.</b> <i>Reservorio de carbono en suelos de BMM en México.</i> .....	73

## RESUMEN

Los suelos de bosques mesófilos de montaña (BMM) tienen una alta capacidad de almacenar carbono orgánico (CO); lo cual es promovido por las condiciones de clima semicálido húmedo y del aporte de residuos orgánicos recalcitrantes, que favorecen su estabilización mediante los procesos de humificación y agregación. Sin embargo, estos bosques se encuentran en riesgo de perder esta función ecosistémica de almacén debido a la degradación por cambios en el uso de suelo, así como a la vulnerabilidad que presentan frente a su distribución fragmentada. En este sentido el objetivo del presente trabajo fue evaluar el almacén y estabilidad del carbono orgánico del suelo (COS) en una ladera del BMM de la Reserva de la Biósfera Sierra Gorda de Querétaro (RBSG). Para ello se describió el tipo de humus y el almacén de CO en los horizontes orgánicos y minerales del suelo en dos posiciones de la ladera, media alta y media baja; y se relacionó con la estabilidad física y química del COS mediante la evaluación de la estabilidad de los agregados (EA) y los índices de humificación del COS.

Los resultados mostraron que el suelo tiene  $160 \text{ Mg C ha}^{-1}$  ( $\sigma 45$ ) a una profundidad de 1m, distribuido en los reservorios del mantillo con  $0.2 \text{ Mg C ha}^{-1}$ , en los primeros 30 cm  $44 \text{ Mg C ha}^{-1}$  y en los horizontes minerales  $116 \text{ Mg C ha}^{-1}$ . Este almacén se correlacionó positivamente con la biomasa del mantillo y de manera negativa con el pH del mantillo. Se describió un tipo de humus Mor asociado a estas condiciones del mantillo y a su calidad con pH de 6.6- a 4.5 ( $\sigma 0.7$ ) y C:N de 60 ( $\sigma 10$ ). En el epipedón la fracción dominante de la estructura del suelo fueron los macro agregados (69%) donde se acumuló el COS ( $72 \text{ g C kg}^{-1}$ ;  $\sigma 24$ ). El análisis de componentes principales evidenció la agrupación entre la estabilidad de los agregados (con un índice de 0.93) y el grado de humificación (91%). Esto sugiere que el proceso de humificación del COS influye en la estabilidad física del suelo, y que a su vez los procesos de agregación regulan la acumulación del carbono hacia las formas más estables, donde abundan las huminas (73%). Se concluye que el suelo del BMM almacena importantes cantidades de CO en forma estable, esto se debe en gran parte a la formación de complejos organo-minerales en el epipedón, asociado principalmente a las huminas que promueven la estabilidad de macro agregados.

## Capítulo 1. Introducción

Los suelos almacenan la mayor cantidad de carbono orgánico (CO) de la biósfera (Swift, 2001; FAO, 2002). Esta función ecosistémica está regulada por procesos de transformación de la materia orgánica del suelo (MOS) (Gallardo et al., 1998; Baietto, 2020) y por la formación de complejos órgano-minerales que brindan estabilidad y acumulación del carbono orgánico del suelo (COS) (Christensen, 2001; Six et al., 2002). En este sentido los bosques mesófilos de montaña (BMM) presentan condiciones ecológicas favorables para el almacén del COS, donde el clima semicálido húmedo con lluvias todo el año (Montaña et al., 1988), el factor biótico, principalmente la actividad de la fauna edáfica y microorganismos que transforman la materia orgánica del suelo (MOS), así como la calidad del humus que involucra parámetros como el pH, C:N y el desarrollo de los horizontes orgánicos. En conjunto estas características promueven la acumulación de la MOS y los procesos de evolución del suelo, como la humificación del CO y la agregación asociada a la unión de complejos órgano-minerales, que estabilizan el carbono (Álvarez, 2010; Álvarez et al., 2013).

El proceso de almacén de COS se asocia a la calidad del mantillo, que se ha relacionado con la riqueza y composición vegetal, con C:N mayores de 30 debido al bajo contenido de nitrógeno y alto contenido de carbono que influyen en la acumulación de capas orgánicas (Matus et al., 2007; Rocha y Ramírez, 2009), así como el alto contenido de compuestos orgánicos recalcitrantes (ej. fenoles y lignina) que son resistentes ante la transformación zoogénica por parte de artrópodos (Goma y Bernhard, 2006; Brant et al., 2006; Prescott, 2010). Estas características favorecen la actividad fúngica, ocasionando la evolución del humus forestal tipo Mor (Zanella et al., 2011). La estabilización del COS, se presenta principalmente en los horizontes superficiales, esto se debe por un lado, a la formación de complejos organo-minerales con el aluminio y hierro (Krasilnikov et al., 2016), asociado a la presencia de ácidos húmicos y huminas aportan al suelo macromoléculas aromáticas (Álvarez et al., 2012) y, por otro lado, a la alta estabilización física en agregados como resultado de las interacciones entre las fracciones orgánicas y minerales del suelo (Six et al., 2006). Sin embargo, aún hay un campo amplio de

investigación sobre la acumulación del COS desde el punto de vista edafogenético que influye en su estabilización.

Con base en esto, el presente trabajo se centra en la evaluación de los mecanismos de estabilización del COS y su almacén, específicamente mediante los índices de grado de humificación (GH), proporción de CO<sub>libre</sub> y CO<sub>ligado</sub> y estabilidad de los agregados (EA). Para ello fue importante la caracterización del humus como el primer reservorio de COS que, debido a su calidad, sigue un proceso de humificación por el cual el carbono se incorpora a los horizontes del suelo. Además, utilizando los índices GH y EA se describen los procesos de transformación de las diferentes fracciones del carbono, y su relación con el proceso de agregación del suelo en el epipedón.

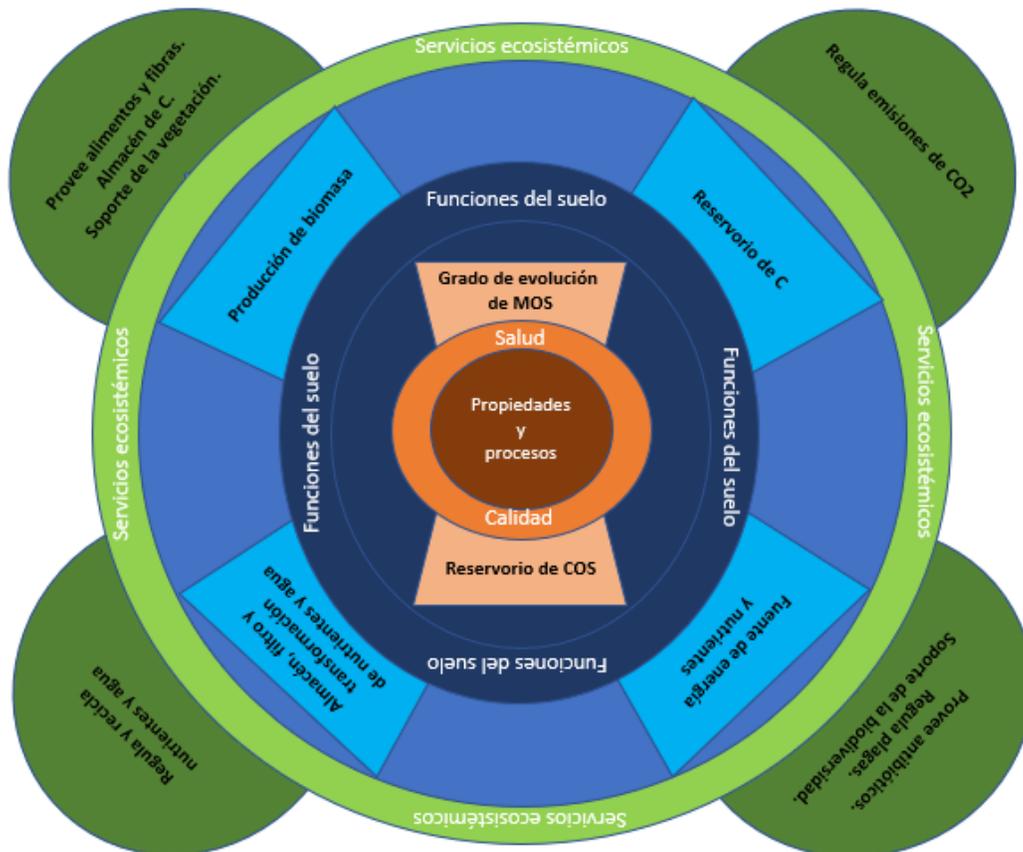
## 1.1. Antecedentes

### 1.1.1. Almacén de COS como función ecosistémica

Al hablar de funcionalidad del suelo, se hace referencia a los procesos edafogenéticos que se llevan a cabo en un sistema complejo conformado por fases sólida, líquida y gaseosa; cuya conectividad permiten entender la “salud” y “calidad” del suelo (Seybold, 1997; Bautista et al., 2005; Jordán, 2006). El primer término, considera a las propiedades dinámicas del suelo como la materia orgánica en diferente grado de evolución, mientras que la calidad del suelo se refiere al potencial de llevar a cabo funciones que satisfagan propósitos específicos (Figura 1.1). En este sentido el reservorio de carbono es un indicador de la calidad del suelo, mientras mayor sea éste se incrementa la cantidad de energía para los microorganismos y con ellos para los procesos biogeoquímicos importantes para el desarrollo de la vegetación de tal forma que se regula la emisión de CO<sub>2</sub>; y también debido a su influencia en las propiedades físicas del suelo como la estructura y porosidad (Roming et al., 1995; Gregorich et al., 1997; FAO 2015).

Las funciones ecosistémicas del suelo que engloban a la provisión, la regulación y al soporte, determinan al almacén de CO como una función del suelo que cumple con el servicio ecosistémico de regular las emisiones de CO<sub>2</sub> (FAO, 2002; Montaña

et al., 2016). A su vez, el almacén de COS se relaciona directamente con otras funciones como: a) productividad primaria; b) almacén, filtro y transformación de nutrientes y agua; y c) hábitat de la biodiversidad (Figura 1.1) (Blum, 1993; Berg y Mc Clougherty, 2008). Estas funciones hacen del suelo el reservorio de carbono más grande de la biósfera (Swift, 2001), de manera particular almacena 38% de carbono inorgánico y 69.8 % del CO (FAO, 2002).



**Figura 1.1.** Funciones y servicios ecosistémicos relacionados con el almacén de COS. Modificado de Bautista et al. (2019).

En México, el 45% de los suelos han perdido sus propiedades y su capacidad de resiliencia, es decir, ya no son capaces de llevar a cabo sus funciones, aunque las actividades que los afectan se detengan, lo cual se traduce en que la degradación ha influido en las propiedades del suelo, de tal forma que los procesos se ven interrumpidos y el suelo carece de facultad para amortiguar los cambios (SEMARNAT y CP, 2003). De manera específica los bosques mesófilos de montaña (BMM) son vulnerables a perder sus funciones, debido a su distribución

fragmentada y a las condiciones climáticas específicas que requieren para mantener a la vegetación con afinidad neártica y neotropical (CONABIO, 2010). Las principales amenazas de los BMM son a) la deforestación por cambio de uso de suelo, principalmente hacia agricultura y ganadería; b) la sobreexplotación de recursos, particularmente la industria forestal; y c) el cambio climático global, y a nivel local, el “efecto de borde” como consecuencia de la deforestación que propicia mayor susceptibilidad a gradientes de temperatura (Sánchez y Dirzo, 2014).

El 30.93% de los suelos de BMM del territorio mexicano se identifica como degradado, debido principalmente al cambio de uso de suelo, lo cual provoca interrupción en el aporte de residuos orgánicos, generando así desbalance en el ciclo del carbono y por tanto pérdida de las funciones ecosistémicas mencionadas anteriormente (SEMARNAT y CP, 2003). Las principales rutas de degradación de los suelos de los BMM son: química en 19.99% que se evalúa principalmente por el desbalance entre los nutrientes; hídrica en 5.61% que se basa en la pérdida de suelo superficial por escorrentía; y física en 5.33% debido a la compactación por pérdida de la estructura y agregación del suelo (INEGI, 2014). Debido a la extracción de recursos maderables en los BMM de México, que ocupan una superficie de 8,233 km<sup>2</sup>, se han reportado pérdidas importantes de COS en BMM primarios de 776,324 t año<sup>-1</sup>, mientras que al reducirse este recurso en BMM secundarios, la pérdida es menor, de 388,840 Mg año<sup>-1</sup>. Sin embargo, las emisiones de CO<sub>2</sub> en BMM secundarios son 5.7 veces más que en los primarios, 321 y 56 Gg de CO<sub>2</sub> anual respectivamente (De Jong et al., 2006). Debido a esto es indispensable reducir los procesos de degradación disminuyendo las amenazas hacia estos bosques, como la deforestación, y en este sentido mantener la función ecosistémica de almacén de COS en estos ecosistemas forestales. Para lograrlo es importante que previamente se conozcan y describan los reservorios de COS en BMM del país.

### 1.1.2. Importancia del mantillo forestal para el almacén de COS

La principal fuente de COS forestal proviene de la transformación de residuos orgánicos vegetales que conforman al mantillo y forma parte de la MOS, aproximadamente del 60-80% del mantillo es de origen vegetal, mientras que el

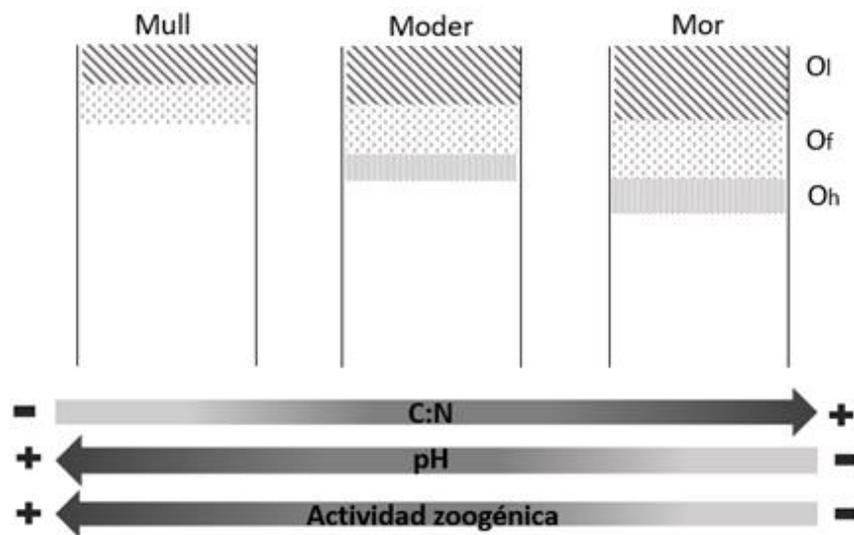
resto proviene de la fauna edáfica y de los exudados orgánicos que se producen por la actividad biológica (Coleman, 2004). La composición del mantillo se caracteriza por moléculas orgánicas ricas en C, H, O y N y en menor proporción de macronutrientes como P, S, K, Mg y Ca, además de micronutrientes como Fe, Mn, Cu y Zn (Stevenson, 1986). De manera particular los componentes del mantillo son precursores para la formación de humus y el principal suministro de C y N (Gallardo et al., 1998). En este sentido el aporte de carbono del mantillo hacia los horizontes minerales del suelo influye de manera relevante en el almacén de COS, de tal manera que se ha visto en ecosistemas forestales que aproximadamente el 34% del CO es incorporado recientemente del mantillo hacia el epipedón (Baietto, 2020).

El desarrollo del mantillo y la formación de los horizontes se relacionan con la tasa de descomposición de la MOS forestal, y por tanto con la incorporación y almacén del COS (Wilcke et al., 2002). En este sentido los horizontes orgánicos se clasifican por su grado de descomposición; el más superficial O<sub>l</sub>, también nombrado O<sub>i</sub>, contiene > 40% de fibras del cual se reconoce el material de origen, es el de menor grado de descomposición y por tanto el más reciente de haber sido incorporado en este proceso de aporte de MOS. Subyacente se encuentra el horizonte O<sub>f</sub>, también nombrado O<sub>e</sub>, proviene de la descomposición del O<sub>l</sub> y presenta moderado grado de alteración, donde se aprecian pequeños restos del material original entre el 17 y 40 % de fibras; y finalmente el horizonte O<sub>h</sub>, también nombrado O<sub>a</sub>, se encuentra en contacto con el horizonte mineral superficial y presenta una descomposición avanzada, la cual se caracteriza por no ser reconocible la mayor parte del material de origen, ya que contiene menos del 17% de fibras (Porta et al., 2003; FAO, 2009).

Aunque la biomasa del mantillo es un indicador importante del aporte y calidad de la MOS, es indispensable la caracterización de sus horizontes para entender la dinámica de descomposición/acumulación e incorporación de MOS (Moyano et al., 2004). Por ejemplo, en una región con precipitación media anual de 1,948 mm año<sup>-1</sup> y temperatura promedio anual de 14.9 °C se observó que la biomasa del mantillo en un bosque de pino es muy similar en comparación con la de un bosque de *Quercus* (1.73 y 1.76 Mg ha<sup>-1</sup> respectivamente); sin embargo en éste último no se encontró la capa de mantillo entero O<sub>l</sub>, mientras que las capas de mantillo fragmentado O<sub>f</sub> y muy fragmentado O<sub>h</sub> estaban bien desarrolladas, por lo que se

sugiere una descomposición de la MO más acelerada (León et al., 2011); por el contrario, mayor biomasa en OI se asocia con procesos de acumulación de MOS (Rafferty et al., 2000).

De manera general el mantillo se ha clasificado en tres tipos de humus, tomando en cuenta tanto su composición como la dinámica de su transformación (Figura 1.2). Mull: se considera de descomposición rápida por su relación C:N baja (10-17) y su pH de ligeramente ácido a neutro. Debido a esto los residuos orgánicos son lábiles y se pueden transformar por macroinvertebrados (actividad zoo génica) y microorganismos; 2) Moder: característico por presentar relación C:N media (18-29), lo cual indica que los residuos orgánicos son menos lábiles. Debido a esto la actividad de los organismos edáficos y la tasa de descomposición son moderadas en comparación con el tipo Mull, de tal forma que la transición hacia el horizonte mineral del suelo es gradual y difícil de distinguir; y 3) Mor: de descomposición lenta, debido a una relación C:N alta (>25) que define a los residuos orgánicos como recalcitrantes, además de un pH ácido, en conjunto, estas características hacen que sea de difícil acceso para la actividad zoogénica, mientras que los hongos capaces de producir enzimas como la celulasa son los microorganismos responsables de transformar estos residuos recalcitrantes (Siebe, 2006; FAO, 2009).



**Figura 1.2.** Características de los horizontes orgánicos y su relación con el tipo de humus.

En general, las características químicas de las distintas especies vegetales influyen en la calidad de la MOS y por tanto en la velocidad a la que se descompone (Huntjens et al., 1981; Rocha y Ramírez, 2009). En este sentido los compuestos de la MOS se pueden clasificar en: a) lábiles, que comprenden a los azúcares, almidones y proteínas sencillas; con la característica de ser compuestos solubles en agua y fácilmente transformados por los microorganismos; y b) recalcitrantes, que comprenden a la celulosa, hemicelulosa, fenoles, taninos y ligninas; son de lenta transformación debido a que se requiere de enzimas o ácidos orgánicos específicos, producto de la actividad microbiológica para su descomposición (Arellano et al., 2004; Goma y Bernhard, 2006). Inclusive distintas partes de una misma especie vegetal presentan diferencias en la tasa de descomposición, se ha demostrado que las hojas de liquidámbar se descomponen en un 70% mientras que sus ramas un 30%, esto se debe a que las hojas presentan componentes más lábiles y con mayor concentración de N, mientras que las ramas y troncos están compuestos principalmente por lignina y celulosa, por lo tanto representan mayor concentración de C, lo cual les da una estructura más rígida que las hojas (Ezcurra y Becerra, 1987). Se han realizado estudios extensos que incluyen modelos de descomposición de residuos orgánicos que relacionan de manera positiva la biomasa microbiana y actividad de los microorganismos ( $\text{CO}_2$ ) distribuidos en el espacio poroso del suelo, con la degradación de MOS, principalmente la disminución de los materiales lábiles respecto al tiempo (Monga et al., 2008).

Además, la composición del material vegetal se asocia con la relación C:N, como un indicador de su calidad, que se influye en las tasas de descomposición y acumulación (Meentemeyer 1978; Fog, 1988; Xuluc et al., 2003; Castellanos y León, 2010). En general la descomposición de la MOS es más rápida a mayor concentración de N o menor C:N, mientras que decrece cuando esta relación aumenta (Álvarez, 2001). En este sentido se ha observado una tendencia de decremento en C:N durante el proceso de descomposición de la celulosa en diversos ecosistemas forestales (Drewnik, 2006), y aunque en general estos dos elementos decrecen, la tasa de transformación del C es mayor que la del N debido a que el C es la fuente de energía para los microorganismos edáficos, mientras que el N además de ser incorporado y fijado en la masa microbiana, también es mineralizado en  $\text{NH}_4^+$  (Matus et al., 2007; Hakeem y Akhtar, 2016). De acuerdo con

Alhamd et al., (2004), el mantillo en un bosque tropical tuvo un decremento de C:N de 60 a 30, conforme aumentaba la descomposición del mantillo forestal, esto se relacionó con el incremento de la actividad microbiana cuando los valores de N varían de 1.4% a 1.7%. También se ha observado que en bosques tropicales, cuando la MOS tiene C:N entre 25 y 40, con contenidos de N de 1% a 2.5 %, la mineralización de este elemento es mayor, asociado a que la tasa de descomposición se acelera (Torreta y Takeda, 1999). Esta relación es importante, tanto en el mantillo como en el suelo, ya que la dinámica de los nutrientes y el desarrollo del suelo se ve influenciada por la actividad de los microorganismos a lo largo del perfil, la cual va cambiando por la disponibilidad del carbono y del nitrógeno (Gamarra et al., 2017).

De manera particular, el almacén de CO en suelos de BMM está dado por la incorporación de materia orgánica proveniente de los residuos vegetales, principalmente foliares de *Liquidambar* y *Quercus*, los cuales pertenecen al estrato arbóreo caducifolio de clima templado (de afinidad holártica) (CONABIO, 2010). Las hojas de ambos grupos vegetales tienen características químicas contrastantes, *Quercus* se considera de hojas recalcitrantes debido a su alta concentración de lignina (35%) con C:N 65 y lignina:N 53; mientras que *Liquidambar* se considera de hojas lábiles debido a sus bajas relaciones C:N 35 y lignina: N <20 (Rocha y Ramírez, 2009; Gaspar et al., 2015).

La estabilización de la MOS es el proceso opuesto a la mineralización y se relaciona, además de con las características fisicoquímicas de los residuos orgánicos, con las condiciones microclimáticas, por lo que la temperatura y humedad son los factores abióticos más importantes para estos procesos (Brisson, 1977; Heal et al., 1997; Berg et al., 1998; Pérez et al., 1998; Gershenson, 2009). Debido a que se han encontrado relaciones positivas entre la temperatura y la humedad con el coeficiente de descomposición. De manera específica, la actividad biológica incrementa a mayor temperatura y por tanto la descomposición de la MOS también (Kirschbaum, 1995; Sierra et al., 2015). También se ha reportado en ecosistemas tropicales, que a una temperatura moderadamente alta (alrededor de 30 °C) y un contenido de humedad que facilite la respiración biológica (60-80 %) de capacidad de retención de agua),

la tasa de descomposición de MOS es máxima, y como respuesta los valores C:N disminuyen de 90 a 37 en un periodo de 300 días (Waksman y Gerretsen, 1931).

De manera comparativa, el caso de los bosques templados donde clasifican a los BMM, como los ecosistemas con mayor acumulación de MOS, debido a que la temperatura es menor, particularmente se ha determinado un periodo de 29 meses para que C:N de la MOS cambie de 105 a 37, por lo que el proceso de descomposición es comparativamente más lento en estos ecosistemas con respecto a bosques del trópico húmedo (Montaña et al., 1988). Bajo estas condiciones climáticas, los organismos edáficos que tienen la capacidad de transformar los residuos orgánicos son los hongos, ya que liberan ácidos orgánicos como el oxálico y butírico, así como enzimas del grupo de las celulasas y peroxidases que despolimerizan los residuos orgánicos promoviendo la mineralización y humificación la MOS (Siebe et al., 2006; Ortiz, 2009; Osorio, 2012).

De manera particular Yankelevich (2004) muestra que el mantillo de BMM en Oaxaca presenta variación en las comunidades de macroinvertebrados respecto a las etapas de descomposición de la MOS. En sucesiones secundarias del bosque, con mayor tiempo de evolución del mantillo, aumenta significativamente la abundancia y diversidad de especies, lo cual se relaciona con una mejor calidad del material orgánico al ser mayor la concentración de cationes y nitrógeno. Sin embargo, la tasa de descomposición del mantillo no cambia en relación con el tiempo, debido a que la niebla que cubre estos bosques tiene un efecto constante en las condiciones climáticas, y, por lo tanto, las tasas de descomposición serán lentas, y sin cambios abruptos, en comparación con bosques tropicales o con una vegetación caducifolia. Además, Deangelis et al. (2013) estudiaron la diversidad de bacterias y hongos durante la descomposición del mantillo en bosques húmedos, entre ellos un BMM de Puerto Rico en el que se describe que las bacterias prevalecen desde etapas tempranas de la descomposición, mientras que en etapas tardías la tendencia es que la abundancia de hongos aumente. Esto se asocia a la capacidad que tienen los hongos de desarrollarse y producir ácidos orgánicos y enzimas en condiciones de alta humedad como las que presentan estos bosques.

### 1.1.3. Importancia del almacén y estabilización de CO en suelos forestales

La función de almacén de carbono que tienen los BMM ha sido estudiada por varios autores (Tanner, 1980; Bracho y Puig, 1987; Williams-Linera y Tolome, 1996; De Jong, 1999; Álvarez, 2010) y se reconocen por ser un reservorio importante de COS debido, en primera instancia, a la diversidad estructural de la vegetación que aporta al suelo materia orgánica de calidad tanto lábil como recalcitrante (Álvarez et al., 2013), con una alta variabilidad en las concentraciones de carbono que pueden almacenar, que van desde los 250 hasta los 783 Mg C ha<sup>-1</sup>; Donde los suelos de estos bosques representan el 51.3% de la reserva de CO (Álvarez, 2010).

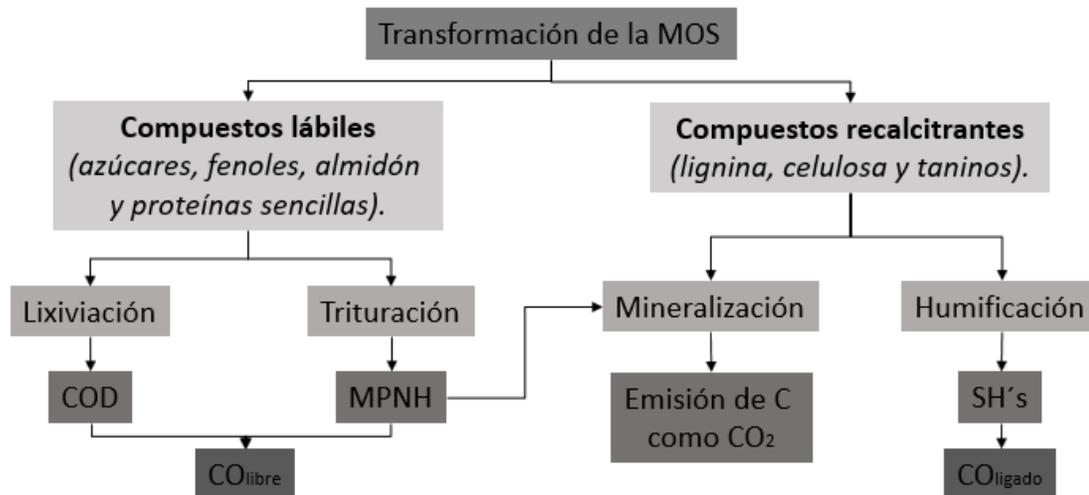
La variación en las reservas de COS en un mismo sitio de un bosque se debe, por un lado, al gradiente altitudinal. En este sentido se describen dos relaciones a) la acumulación del mantillo es directamente proporcional a la altitud, se presenta con mayor frecuencia y b) la acumulación es inversamente proporcional a la altitud, menos común. La primera relación es en función de la posición de la ladera y se debe por un lado al proceso de arrastre que mueve las partículas sólidas, por fuerza de gravedad, hacia zonas más bajas (Kitayama y Aiba, 2002; Figueroa, 2005). Mientras que la segunda relación es muy particular de estudios en bosques tropicales y en BMM, va en función a su posición respecto al nivel del mar y describen una mayor acumulación de mantillo en las partes altas en comparación con las zonas bajas de una ladera (Tanner, 1977; Silver et al., 1994; Hafkenscheid, 2000). Esto se puede ejemplificar con el estudio de un BMM en Ecuador, donde el grosor del mantillo varía de 2 a 43 cm, siendo más grueso en zonas de laderas altas donde los suelos representativos son Histosoles, y siendo más delgado en partes bajas donde los suelos son Cambisoles. Lo cual es el resultado de descomposición más lenta de la MOS en los Histosoles, debido a condiciones de saturación por aumento de humedad y disminución de temperatura a mayor altitud, lo que provoca preferentemente la acumulación de mantillo; mientras que, en las partes bajas, donde se encuentra el Cambisol, existe menor cantidad de MOS y arcilla, por lo que el agua se infiltra a mayor velocidad y mejores condiciones de aireación, lo que promueve una mayor actividad biológica y descomposición de la MOS (FAO, 2015; Wilcke et al., 2002).

El proceso de arrastre en general también se asocia a la acumulación de MOS con una relación directamente proporcional a la altitud, debido al movimiento del material orgánico fresco de las partes altas hacia las partes bajas de una ladera. Sin embargo, no solo el grado de la pendiente influye, sino que la variabilidad espacial del suelo asociado a la forma del relieve es un factor que puede determinar zonas de mayor acumulación de COS debido a que se promueve la retención de MOS en zonas cóncavas, mientras que se desplaza en las zonas convexas; esto indica que el espesor del suelo está determinado por la topografía como factor formador (Ayala, 2018). En conjunto, esto sugiere no haber una regla específica, y que la acumulación y descomposición de la MOS depende de los procesos que tengan lugar en la pedogénesis del suelo. Además, la dinámica del COS también se da por la incorporación de MOS al suelo hacia los horizontes sub-superficiales con el movimiento vertical de los compuestos disueltos en forma de carbono orgánico disuelto (COD) (Paz y Etchevers, 2016).

#### 1.1.4. La humificación como proceso de estabilización química del COS

El proceso de descomposición de la MOS tiene tres etapas: a) La trituración, que consiste en el fraccionamiento físico de los residuos orgánicos; b) la eluviación, que consiste en el movimiento vertical de sus compuestos solubles hacia partes más profundas; y c) el catabolismo, que incluye a la mineralización y humificación, las cuales consisten en transformar los compuestos orgánicos por medio de los microorganismos (Singh y Gupta, 1977; Bohn et al., 2001). En general, las fases de trituración y lixiviación son de rápido desarrollo por la descomposición de material lábil como azúcares, fenoles, almidones y algunas proteínas sencillas; dando como resultado al COD y material particulado no humificado (CMPNH), el cual representa al carbono orgánico libre ( $CO_{\text{libre}}$ ). Posteriormente, en la fase de catabolismo, la descomposición es más lenta por compuestos recalcitrantes como la lignina, celulosa y taninos; dando como resultado al carbono orgánico ligado ( $CO_{\text{ligado}}$ ) (Almendros, 2004; Arellano et al., 2004). En esta fase la evolución de la MOS se relaciona con el proceso de transformación, donde la mineralización es la manera en que el carbono se libera del suelo, debido a que se emite en forma de  $CO_2$ , a la par que la MOS es transformada en compuestos minerales importantes para la nutrición

de las plantas tales como iones  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  (Tan, 1998). Por otro lado, la humificación es el proceso por el cual la MOS va evolucionando, dando como resultado coloides orgánicos del suelo como las sustancias húmicas (SH's), que representan de manera general al  $\text{CO}_{\text{ligado}}$  (Figura 1.3) (Almendros et al., 1979).



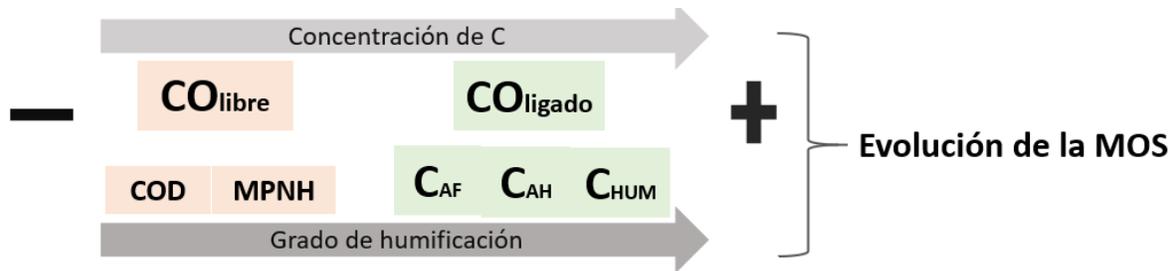
**Figura 1.3.** Procesos de descomposición de la MOS para formar carbono orgánico libre y ligado ( $\text{CO}_{\text{libre}}$  y  $\text{CO}_{\text{ligado}}$ ). Modificado de Almendros (2004).

El  $\text{CO}_{\text{libre}}$  representa a la fracción del COS no acomplejada, como el COD y el CMPNH, que se puede separar físicamente por diferencia de densidad. Consiste en partículas orgánicas provenientes de una baja descomposición del mantillo, y dentro de la dinámica del carbono se describe como un reservorio transitorio entre el mantillo y asociaciones órgano-minerales; su transformación es más lenta que la del mantillo, pero más rápida que la de la MOS asociada a la parte mineral (Duchaufour, 1984; Hernando et al., 2003). El  $\text{CO}_{\text{libre}}$  representa a la fracción orgánica más susceptible a la degradación y por tanto a perder el carbono, por lo que se ha considerado como un indicador de calidad en ecosistemas, cuanto mayor sea la proporción de  $\text{CO}_{\text{libre}}$ , como ocurre en suelos con vegetación primaria que varía de 15-40%, mayor es el grado de conservación, mientras que en suelos con algún tipo de manejo agropecuario es <10% (Christensen, 2001; Chen et al., 2009). El  $\text{CO}_{\text{ligado}}$  es de mayor densidad que el  $\text{CO}_{\text{libre}}$  y tiene un carácter recalcitrante, considerado dentro de la dinámica del carbono como la MOS de mayor grado de

humificación y por tanto al reservorio estable del COS (Strickland y Solins, 1987). El CO<sub>ligado</sub> consiste en la fracción de la MOS que está unida a la fracción mineral, pueden formarse complejos organo-minerales primarios que es la asociación directa de la MOS con arcillas y limos, o bien los complejos órgano-minerales secundarios que representan la unión de la MOS no complejada asociada a microorganismos, hifas, raíces y/o polisacáridos y enzimas provenientes de los exudados biológicos con la fracción mineral, dando como resultado a los agregados del suelo (Christensen, 2001; González y Candás, 2004).

Como se señaló anteriormente, el CO<sub>ligado</sub> se puede fraccionar por sus características físicas y químicas en SH's, las cuales se clasifican en tres grupos: ácidos fúlvicos (AF) muy móviles y de carácter fuertemente ácido; ácidos húmicos (AH) tienen un carácter más aromático y menos grupos carboxilos, lo que los hace ser menos móviles; y huminas, resultado de la unión de los AH, de forma irreversible con los minerales coloidales del suelo (Figura 1.3) (Porta et al., 2003; Stevenson, 2008). La función de un suelo para regular el almacén de CO se puede determinar comprendiendo que las SH's contienen diferente concentración de carbono, siendo la fracción de las huminas la que se considera como el mejor reservorio de este elemento (Stevenson, 1994; Fontana et al., 2006), debido a que se asocia a la acumulación de compuestos alquílicos que le dan un carácter recalcitrante, por lo tanto, dentro del CO<sub>ligado</sub> las huminas presentan mayor tiempo de residencia media que los AH y estos a su vez mayor tiempo de residencia que los AF (Figura 4) (Oades et al., 1987; Schulten y Schnitzer, 1990; Almendros et al., 1991). La caracterización del humus de acuerdo con Hernando et al. (2003) evidencia que, una alta cantidad de CO<sub>libre</sub> en comparación del CO<sub>ligado</sub>, es un indicador de suelos con bajo grado de humificación, ya que se asocia al carbono fácilmente lixiviado. Con base en este principio se establece que la relación CO<sub>ligado</sub>/ CO<sub>libre</sub> aumenta cuanto mayor es el grado de humificación. De manera particular las fracciones AF, AH y huminas presentan, en orden de menor a mayor, diferente grado de polimerización, humificación y de estabilización del COS (figura 1.4). Debido a esto es importante evaluar la proporción entre las fracciones y obtener información más específica. Siguiendo la clasificación de Duchaufour y Jacquin (1975), la relación de CAF/ CAH es >1 cuando la MOS tiene un grado de evolución medio, debido a que el CAF es la fracción húmica con menor peso molecular. Y si aunado a esto, la

proporción de carbono en huminas (CHUM) es mayor que la del carbono en ácidos fúlvicos y húmicos (CAF y CAH), el grado de estabilización del COS es mayor (Cabrales et al., 2011).



**Figura 1.4.** Clasificación del  $CO_{libre}$ : carbono orgánico disuelto (COD) y material particulado no humificado (CMPNH); y del  $CO_{ligado}$ : carbono de ácidos fúlvicos (CAF), húmicos (CAH) y huminas (CHUM). Se indica la concentración de C que tienden a almacenar y su relación con el grado de humificación y evolución de la MOS. Modificado de Strawn et al. (2015).

Desde el punto de vista de función ecosistémica, el COS se clasifica como humificado y no humificado ( $CO_{ligado}$  y  $CO_{libre}$  respectivamente) (Figura 1.4), en consecuencia, se han desarrollado parámetros de humificación para determinar el grado de evolución y estabilidad de la MOS, como lo son el índice de humificación (IH) y el grado de humificación (GH) (Figuera et al., 2004). El IH muestra la relación que hay entre el carbono no humificado y el humificado, (CMPNH/ CAH y CAF), si  $IH > 1$  indica una baja actividad microbiana y por tanto una baja tasa de transformación de la MOS, refiriendo que cuanto más disminuye el IH mayor es el GH (Drewnik, 2006; De Nobili y Petrusi, 1988). Mientras que el GH se refiere a la normalización de la concentración de las sustancias humificadas con relación al carbono orgánico extraíble (COE), este último corresponde a la suma de CAH, CAF y CMPNH, por lo tanto, es importante determinar si valores altos de GH indican efectivamente un grado alto de humificación o una proporción pequeña de carbono de las sustancias no húmicas (Acosta et al., 2008; Lozano et al., 2011).

En BMM son pocos los estudios donde se han aplicado los parámetros de humificación, Cabrales et al. (2011) reporta en Venezuela IH con valores de 0.27 y

GH de 79.04, lo cual indica una MOS compleja y con alto grado de humificación, donde relaciones de CAF/CAH y CAF/COT de 0.32 y 16.17 respectivamente confirman que se trata de suelos con CO más estable. En Cambisols de bosques mixtos con altitudes de 900 msnm Drewnik (2006) describe el tipo de humus Mull, que ha evolucionado principalmente en forma de CO<sub>ligado</sub> con C:N entre 11-13, lo cual indica una buena descomposición, y lo sustenta con un IH de 0.7 que sugiere que la MOS está bien humificada. De manera específica se reporta un bajo GH debido a que hay mayor acumulación de CO<sub>libre</sub> respecto al CAF y CAH en horizontes superficiales, sin embargo, en horizontes subsuperficiales incrementa GH debido a que aumenta el CAH superando valores de 40% (González y Candás, 2004). En condiciones perhúmedas (precipitación media anual > 4000 mm), la descomposición de la MOS se vuelve más lenta, debido a la disminución del pH, consecuencia de la lluvia que lava las bases del suelo, esta condición de acidez dificulta la actividad biológica para que se lleve a cabo la humificación de la MOS, lo cual se ha asociado a valores altos de IH entre 0.8 y 1.3 (Chung et al., 2011).

#### 1.1.5. La agregación como proceso de estabilización física del COS

Uno de los mecanismos de estabilización de la MOS es la agregación del suelo, debido a la protección física que se genera, de manera que disminuye la velocidad de mineralización por parte de la actividad biológica o de los factores ambientales como el agua y el oxígeno (Six et al., 2002). La inaccesibilidad para los microorganismos al interior de los agregados se debe a la reducción en el tamaño de poros, preferentemente en los agregados de menor tamaño, lo cual reduce la difusión de oxígeno y el espacio para el desarrollo y la actividad biológica (Killham et al., 1993).

La agregación del suelo es el resultado de la floculación, cementación y reacomodo de las partículas; la cohesión interna es favorecida por los diversos tipos de cementantes, entre los que se destacan las arcillas y la materia orgánica (Six et al., 2000). Estos agregados se pueden clasificar dependiendo de su tamaño: macro agregados >2000 µm; meso agregados de 250-2000 µm y micro agregados de 53 a 250 µm (Figura 1.5) (Porta et al., 2003).

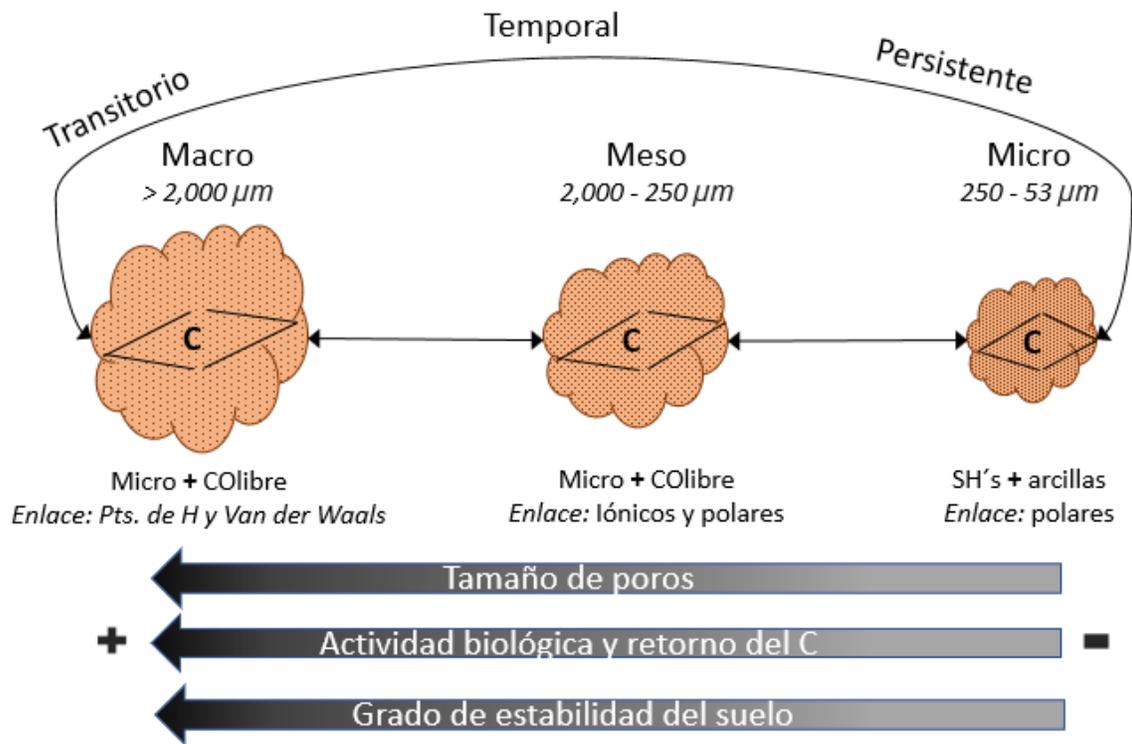
Los procesos de agregación son diversos y dependen de la naturaleza de los agentes de unión y la fuerza de enlace que genere (Low, 1972). En este sentido los agregados del suelo se pueden clasificar como transitorios, temporales y persistentes según el tiempo de residencia del agregado. Por ejemplo, se clasifica como transitorio si el agente de unión es un compuesto orgánico de bajo grado de humificación como los polisacáridos simples (arabinosa, glucosa, fructosa y maltosa), los cuales son lábiles para los microorganismos, y por tanto la estabilidad del agregado va a ser baja; temporal si las hifas y raíces son los agentes de unión y aunque los agregados pueden prevalecer algunos años dependen de la distribución y tamaño de los agentes, cuanto más gruesa es la raíz menor cohesión; y persistente cuando compuestos aromáticos asociados a cationes metálicos polivalentes, como el humus, se une con arcillas a través de hierro, aluminio o calcio (Tisdall y Oades, 1982). Otro factor que controla la agregación del suelo es la presencia de arcillas, debido a su carácter coloidal que les proporciona un área superficial importante cargada eléctricamente, mediante las cuales se enlazan a la MOS generando así las asociaciones órgano-minerales persistentes (Six et al., 2002). En este sentido las arcillas activas, como las de tipo 2:1, se consideran que proporcionan mayor estabilidad a macro agregados debido a que presentan un área superficial alta y una mayor CIC (Bruun et al., 2010). Además, un estudio en BMM de la Sierra Norte de Oaxaca ha descrito que las fracciones más finas de arcillas y limos se relacionan de manera fuerte y positiva con la formación de macro agregados (Lasso, 2010).

De manera general, la formación de agregados se puede entender como un ciclo controlado por la dinámica entre las asociaciones órgano-minerales (Cabria et al., 2005), donde los micro agregados se unen progresivamente entre sí mediante enlaces débiles como puentes de hidrógeno y fuerzas de Van der Waals, fungiendo como agente cementante la fracción orgánica libre, dando así como resultado a los macro agregados (Cambardella y Elliott, 1994); continuando con el ciclo, los agregados de mayor tamaño son susceptibles a intemperismo, por lo que eventualmente se dispersan liberando a los micro agregados (Figura 1.5) (Six et al., 2000). Debido a esto un suelo con mayor proporción de macro agregados se considera con alto grado de estabilidad, ya que presenta la capacidad de mantener

a los procesos de agregación que favorezcan la persistencia de tamaños más grandes de agregados (Kumari et al., 2011).

La distribución del COS tiene una relación con la distancia dentro de los agregados, aumenta en dirección hacia la parte central del agregado (Elliott y Coleman, 1988; Golchin et al., 1994); sin embargo, la proporción entre el tamaño de poros (grandes  $>6 \mu m$  y pequeños  $<6 \mu m$  de diámetro) que se distribuye dentro de los agregados determina la dinámica del carbono (Figura 1.5), siendo los poros de mayor tamaño más abundantes en los macro agregados del suelo, y los que promueven el retorno de la MOS (Vargas y Hattory, 1990). En este sentido diversos estudios prueban que los micro agregados representan a los mayores reservorios de COS (Díaz et al., 2008; Roldán et al., 2012); esto se debe a que los enlaces iónicos y polares son los que mantienen unidos a los compuestos órgano-minerales, principalmente los enlaces polares, que se encuentran en los micro agregados con mayor grado de estabilidad, presentan una distancia entre sus moléculas más estrecha (Figura 1.5). Debido a esto se requiere mayor fuerza para su degradación, de manera que estabilizan el COS (Fassbender, 1975; Jastrow et al., 1996).

La unión entre los compuestos órgano-minerales se ve favorecida en los sistemas forestales de manera física y bioquímica debido al aporte de residuos orgánicos; a la actividad de la edafofauna que produce bio poros que incrementan el área superficial activa para la unión con partículas minerales, y compuestos orgánicos como polisacáridos y enzimas (Coleman, 2004); así como a la arquitectura de los sistemas radiculares de distintas especies vegetales que a su vez también exudan compuestos orgánicos que generan enlaces con las arcillas. Debido a esto la agregación en suelos forestales se da de manera importante y representa un indicador de calidad (Guerrero et al., 2013). Por ejemplo, se ha reportado que la dinámica de agregación influye fuertemente en el COS, específicamente el cambio del diámetro medio ponderado de los agregados se ha relacionado de manera negativa con el contenido de carbono. Es decir, cuando los agregados son estables el cambio en su tamaño es mínimo ( $< 1 mm$ ), lo cual influye en que el contenido de COS sea mayor que cuando los agregados no son estables (Compitelli et al., 2010). Debido a esto resulta de interés la estabilidad de los agregados en suelos forestales que estabilizan al COS.



**Figura 1.5.** Clasificación de los agregados del suelo por tiempo de residencia en relación con la estabilización del carbono en macro, meso y micro agregados, determinada por el tamaño de poros, la actividad biológica y los enlaces que los conforman.

### 1.1.6. El BMM en México

Los BMM son unidades de vegetación complejas, debido a su amplia riqueza florística, específicamente al codesarrollo de vegetación de origen neártico y neotropical. Esto ha sido posible en la evolución de los BMM debido a que se establecen en gradientes altitudinales amplios de 400 msnm hasta 2,700 msnm, y en zonas de condensación del aire húmedo proveniente principalmente del mar, donde se forman nubes o neblina con consecuente precipitación pluvial alta de 1,000 a 3,000 mm media anual (Rzedowski, 2006; Gual y Rendón, 2014; Sarukhán, 2014).

Se estima que menos del 1 % del territorio nacional está ocupado por vegetación primaria de BMM, lo que equivale a 8,233 km<sup>2</sup> (INEGI, 2014), con una distribución fragmentada característica que los hace más susceptibles a la degradación. En este

sentido es alarmante que aproximadamente el 50% de la superficie original de estos bosques ha sido reemplazada por otros tipos de vegetación (Rzedowski, 2006; Challenger, y Soberón, 2008). Los BMM son los ecosistemas terrestres más amenazados a nivel nacional (CONABIO, 2010). A la vez que se reconocen como sistemas prioritarios para la conservación y restauración, debido al papel vital que desempeñan en el mantenimiento de los ciclos hidrológicos y de nutrientes (Brujnzeel, 2001; Mejía et al., 2004; CONABIO, 2010).

## 1.2. Objetivos

### General

Evaluar el almacén de carbono del mantillo forestal y del suelo asociado a los procesos de estabilización del COS, como la agregación y la humificación, en una ladera media del bosque mesófilo de montaña en la Reserva de la Biósfera de la Sierra Gorda.

### Particulares

- Caracterizar la calidad y almacén de carbono en el mantillo y en los horizontes del suelo.
- Determinar el índice de estabilidad de agregados y los índices de humificación (IH, GH,  $CO_{libre}/CO_{ligado}$  y CHUM/ CAF+CAH) en el horizonte superficial del suelo.
- Determinar la relación entre el almacén de COS y los índices de estabilidad de agregados y de humificación del suelo.

## 1.3. Hipótesis

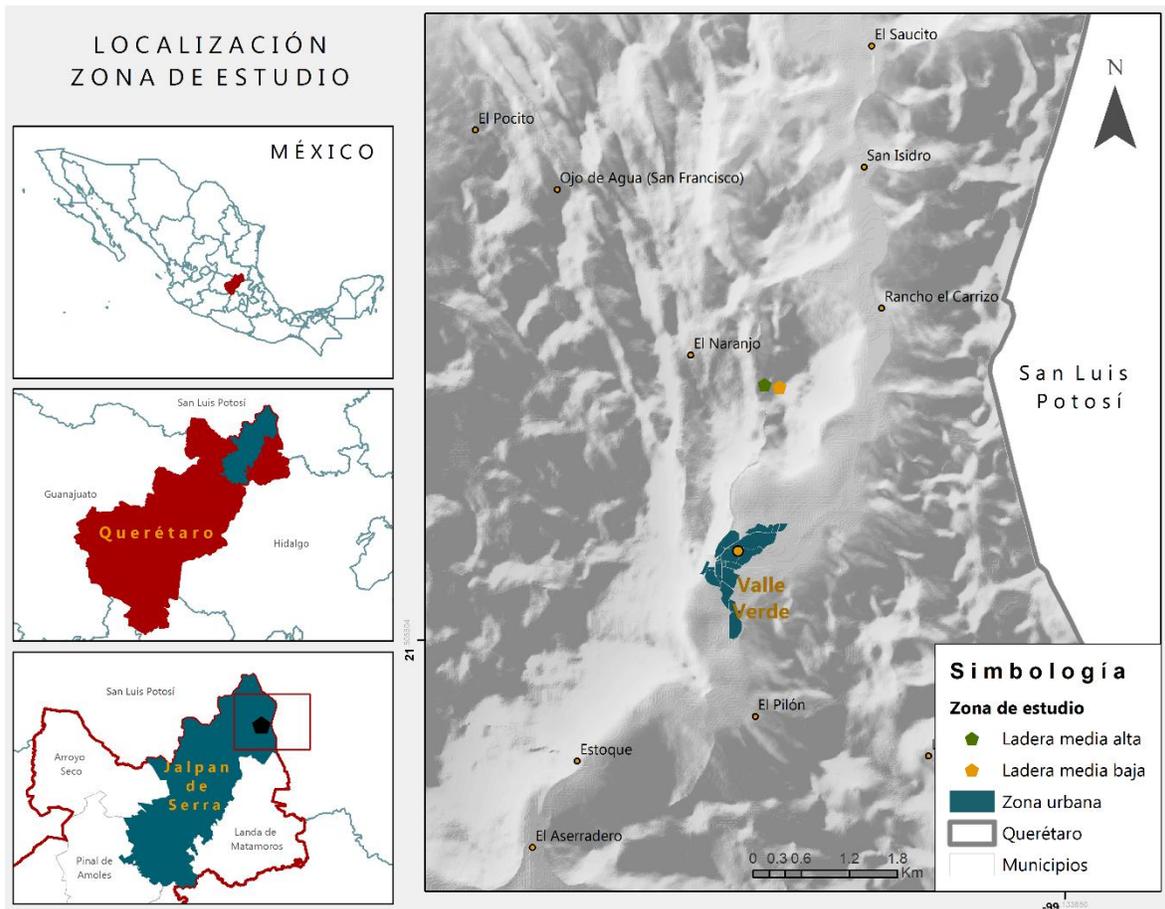
Los BMM se establecen en condiciones climáticas de alta humedad y temperatura, así como factores edáficos que favorecen el almacén de COS, relacionado a las características del mantillo con C:N >25, además de la acumulación de sustancias húmicas en el suelo. Dentro de los controladores de la estabilización, los índices de

humificación ( $CO_{\text{ligado}}$  respecto al  $CO_{\text{libre}}$ ) nos permite entender el mecanismo de complejación órgano-mineral en el suelo, que contribuye a la estabilidad de los agregados.

Debido a esto se espera que el almacén de COS en el BMM sea alto, asociado a su baja calidad que favorece la acumulación de biomasa en el horizonte orgánico, en tanto que, en el epipedón la estabilización se relacionará con altos índices de humificación ( $CO_{\text{ligado}} > CO_{\text{libre}}$ ) y el alto índice de estabilidad estructural asociado a los macro agregados estables.

## Capítulo 2. Sitio de estudio

El presente trabajo se llevó a cabo en la localidad de Valle Verde, Jalpan de Serra, Qro. Los sitios de estudio corresponden a ladera media alta (Lma) y ladera media baja (Lmb), Los cuales se ubican geográficamente entre las coordenadas  $21^{\circ} 32' 18''$  N,  $99^{\circ} 10' 3.19''$  O; y  $21^{\circ} 32' 3.12''$  N,  $99^{\circ} 9' 57.12''$  O respectivamente. Topográficamente se ubican dentro de una secuencia de lomeríos medios y altos; en una ladera característica de geomorfología compleja, con una pendiente muy escarpada ( $22^{\circ}$ ), flanco NNE y exposición SSE (Figura 2.1) (Siebe et al., 2006).



**Figura 2.1.** Localización del sitio de estudio, posición en la ladera media alta y media baja, en la comunidad de Valle Verde, Jalpan de Serra, Querétaro. Escala 1:50,000.

## 2.1. Geología

La formación más antigua del área de estudio corresponde a Las Trancas, data del Jurásico tardío y se trata de un complejo vulcano-sedimentario constituido por margas y lutitas filíticas. Suprayacente se encuentran las formaciones El Doctor (zona de la SMO) y El Abra (plataforma Valles-SLP) constituidos por rocas calizas, clásticas y pedernal, resultado de la acumulación de depósitos marinos durante el Cretácico. Suprayacente se distribuyen las formaciones Soyatal-Mexcala las cuales tuvieron su origen a finales del Cretácico, se caracterizan por depósitos de rocas clásticas tipo flysch. Soyatal es predominantemente calcárea mientras que Mexcala es clástica; sin embargo, se denotan en conjunto debido a que el cambio entre ellas

es gradual (De la Fuente, 1964; Vélez et al., 2007). De tal forma que los minerales más abundantes en la zona son el calcio y el silicio.

La geología descrita anteriormente se encontraba en el fondo marino durante el Cretácico, posteriormente hacia el Terciario se produjeron procesos de levantamiento y fuertes plegamientos debido a la Orogenia Larámide, la cual originó el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la SMO. Durante la Orogenia tuvieron lugar procesos de vulcanismo que han sucedido hasta el Cuaternario, por lo que las rocas sedimentarias quedaron cubiertas por rocas ígneas y actualmente se pueden observar intrusiones de cuarzo, biotita y rocas félsicas como riolitas, traquiandesitas, ignimbritas y vitrófiros (Segerstrom, 1961; Miranda, 1978). Debido a esto, la composición predominante del material parental es el silicio, aluminio, hierro, magnesio y potasio.

## 2.2. Fisiografía

El sitio de estudio se asienta en la provincia fisiográfica Sierra Madre Oriental (SMO), Subprovincia de Carso Huasteco (Figura 2.2) (Segerstrom, 1961; Soto y Jauregui, 1970). En la geomorfología se promueven los paisajes kársticos, debido principalmente a los clastos tipo flysch de la formación Soyatal-Mexcala que favorecen la erosión diferenciada, así también a la formación El Abra que presenta fallas normales, fracturas y diaclasas, que en conjunto han originado geomorfología exocárstica como lapiaz, dolinas y poljes. En este sentido Valle Verde es el resultado de procesos de karstificación característicos de un polje, en el cual la roca caliza se ha disuelto lentamente dando lugar a planicies extensas (De la Maza et al., 2001).

Las unidades del paisaje que presenta son sierra kárstica compleja (SKC), lomeríos suaves kársticos (LSK) y llanuras con lomeríos kársticos (LLK). De manera específica y siguiendo la clasificación del índice de posición topográfica se describe la transición de cumbres de la SKC hacia LLK, terminando en la zona NE del estado de Querétaro con límite de San Luis Potosí (CONCYTEQ, 2006). En este sentido la fisiografía se clasifica como una sierra de laderas abruptas, con pendientes que van desde 12 hasta 70% (Soto y Jauregui, 1970)

## 2.3. Hidrología

El municipio de Jalpan de Serra se encuentra dentro de la subcuenca Río Verde, perteneciente a la cuenca del Río Moctezuma y a la Región Hidrológica RH-26 del río Pánuco (CONAGUA, 2015). Valle Verde se caracteriza por estar rodeada de sierras y lomeríos, que captan el agua proveniente de la escorrentía de dichos relieves y del agua pluvial que recibe de manera directa, sin embargo, la dinámica que sigue el agua dentro del valle es de infiltración debido al paisaje kárstico descrito anteriormente y a la delimitación por la orogenia, debido a esto no contribuye directamente en los afluentes superficiales, pero sí en los mantos freáticos (De la Maza et al., 2001).

## 2.4. Clima

Con base en datos de la estación meteorológica más cercana (00024105- Xilitla), el sitio de estudio se caracteriza por tener un clima semicálido húmedo con lluvias todo el año, y precipitación del mes más seco  $> 40$  mm (A)C(fm), de acuerdo con la clasificación de Köppen modificada por García (1998). Es decir, condiciones cálidas con temperatura media anual  $> 18$  °C y el mes más frío entre 3 y 18 °C. De manera más específica y con base a los mapas climatológicos de Soto y Jauregui (1979), la zona de estudio presenta una precipitación media anual entre 1000 mm y 1200 mm, con la mayor intensidad de la lluvia  $>250$  mm día<sup>-1</sup>, así como el mayor número de días lluviosos en el estado de Querétaro, con más de 100 días en el año. En relación con esto la región se caracteriza por recibir la humedad del Golfo de México y condensar el agua de manera importante, con más de 80 días nublados en promedio anual. Respecto a la temperatura entre los meses más cálidos mayo y julio en promedio 26 °C, mientras que de octubre a febrero se registra temperatura promedio 15°C.

## 2.5. Vegetación

El municipio de Jalpan presenta una transición de vegetación con dirección oeste-este entre bosque de encino pino, bosque encino y coníferas, bosque mesófilo de montaña y bosque tropical caducifolio (CONCYTEQ, 2006).

En general los BMM de la región con altitudes entre 800 y 1,400 m adquieren su máxima expresión en diversidad y estructura. En el estrato arbóreo pueden superar alturas de 30 m, en el estrato arbóreo bajo de 6 a 12 m, en el estrato arbustivo de 2 a 6 m, y para el estrato herbáceo se vuelven muy densos, también se pueden encontrar plantas trepadoras y epífitas (Cartujano et al., 2002).

En particular la dominancia de especies en el BMM presenta una alta riqueza de endemismos locales del estado de Querétaro, en general esto se debe principalmente a que es una zona de transición de las regiones Neotropical y Neártica (Rzedowski et al., 2012), lo que ha dado lugar a las especies más representativas de estos bosques: tilia (*Tilia mexicana*), maquique (*Nephelea mexicana*), palo escrito (*Dalbergia sp*), somerio (*Liquidambar styraciflua*), petatillo (*Ulmus mexicana*), jaboncillo (*Clethra pringlei*), encino escobillo (*Quercus affinis*) y encino bellotón (*Quercus germana*). De acuerdo con la categoría de riesgo de la NOM-059, las primeras tres especies se encuentran dentro de la categoría en peligro de extinción (P) (Zamudio et al., 1992; Instituto Nacional de Ecología, 1999).

## 2.6. Suelos

Los suelos descritos para la zona noreste del municipio de Jalpan cercanos al sitio de estudio son el Leptosol, Planosol y Luvisol, con una distribución aproximada de 50 %, 30 % y 20 % respectivamente (SEDEA e IMTA, 2017).

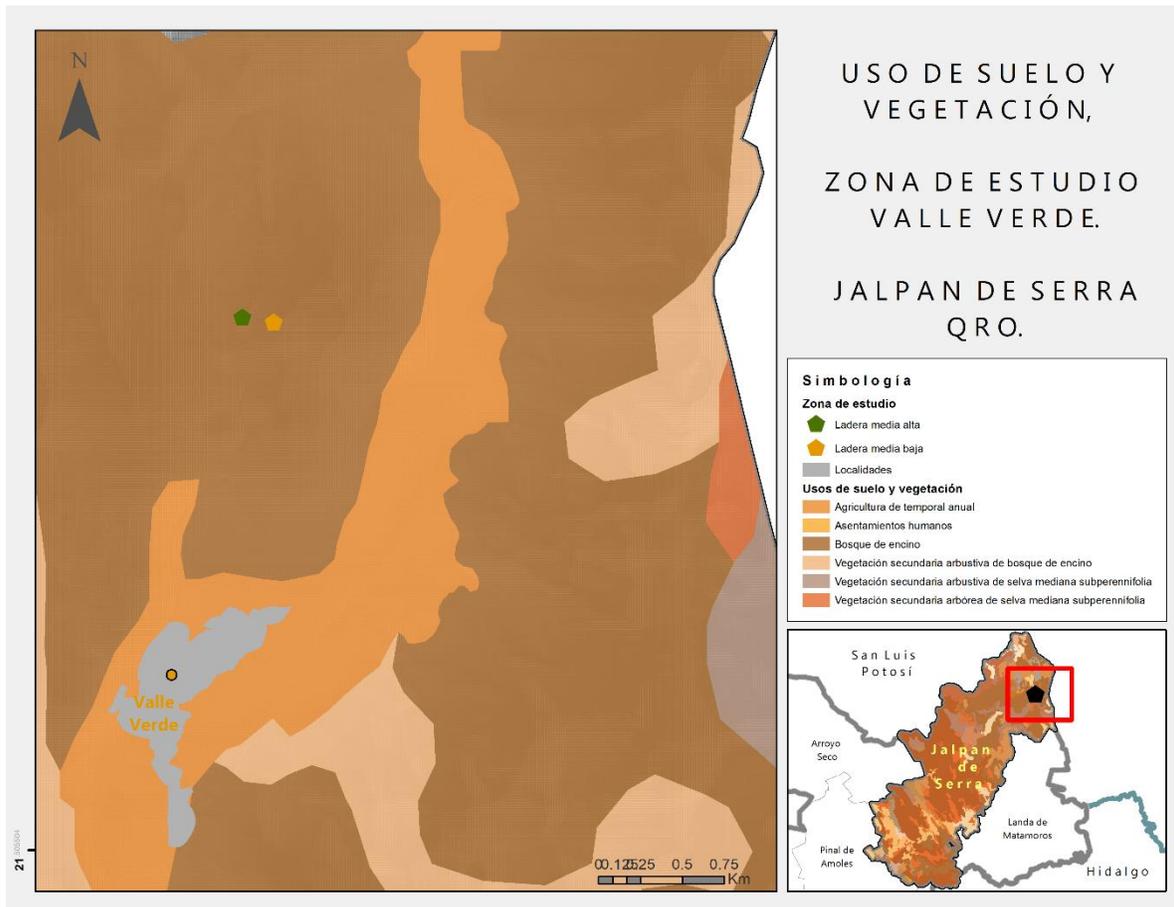
Por lo que se considera que el sitio presenta una importante diversidad de suelos con grados de desarrollo bajos y medios. Es importante considerar que en el caso de los suelos con bajo grado de desarrollo la orogenia y las pendientes abruptas son el principal factor formador, mientras que la traslocación (iluvación y eluvación) de arcillas es el proceso que más incidencia tiene en los suelos con desarrollo medio (IUSS Working Group WRB, 2014).

## 2.7. Uso de suelo y vegetación

La delegación de Valle Verde comprende diversos usos de suelo; sobre la planicie se expanden los campos agrícolas, los cuales ocupan poco más del 50 %. Por otro lado, en el centro del área se encuentra distribuida la zona urbana; y finalmente en los alrededores yacen los bosques, con una zona de protección ecológica (ZPE) al

noroeste, decretada en el Programa Municipal de Desarrollo Urbano Jalpan de Serra (2008), el cual se rige por el Programa de Manejo áreas naturales protegidas (ANP). Por último, una zona de turismo ecológico al sureste (Figura 2.2). Cabe mencionar que la ZPE regula el aprovechamiento de los recursos forestales (Instituto Nacional de Ecología, 1999).

La RBSG resguarda 43 polígonos de BMM distribuidos en 1,882 ha (2.6 % del área), sin embargo, se estima que se han perdido 170 ha debido principalmente al cambio de uso de suelo a pastizales y zonas agrícolas (Ríos, 2015). Estos bosques son unidades de vegetación con la mayor biodiversidad del estado de Querétaro y de la RBSG (CONCYTEQ, 2006; Rzedowski, 2006), sin embargo, son susceptibles a degradación debido a que requieren que las condiciones de humedad y temperatura se mantengan para seguir dando soporte tanto a la vegetación neártica como a la neotropical (CONABIO, 2010). En este sentido, aunque el bosque del área de estudio pertenece a la ZPE, se encuentra en una zona de riesgo, debido a que el transecto de Valle Verde a Rancho Nuevo está considerado como subzona de aprovechamiento intensivo, donde se favorece el aprovechamiento de los recursos naturales. (Programa municipal de desarrollo urbano Jalpan de Serra, 2008).



**Figura 2.2.** Uso de suelo y vegetación del sitio de estudio en la localidad Valle Verde, Jalpan de Serra, Qro. Escala 1:250 000.

## Capítulo 3. Metodología

### 3.1. Selección del sitio de estudio

La delimitación que se consideró para establecer el sitio de estudio, previo al trabajo en campo, se obtuvo con base al uso de suelo y vegetación (CONABIO, 2010) y al conjunto de datos vectoriales serie IV del Conjunto Nacional. Como se puede observar en la figura 2.2 el sitio de estudio se encuentra dentro de un bosque de encinos. Sin embargo, también se tomó en cuenta que representa la zona del estado de Querétaro con el mayor número de días lluviosos en el año y al clima semicálido húmedo con lluvias todo el año (A)C(fm). Además, se corroboró la transición de vegetación neártica y neotropical descrita anteriormente. En conjunto los BMM

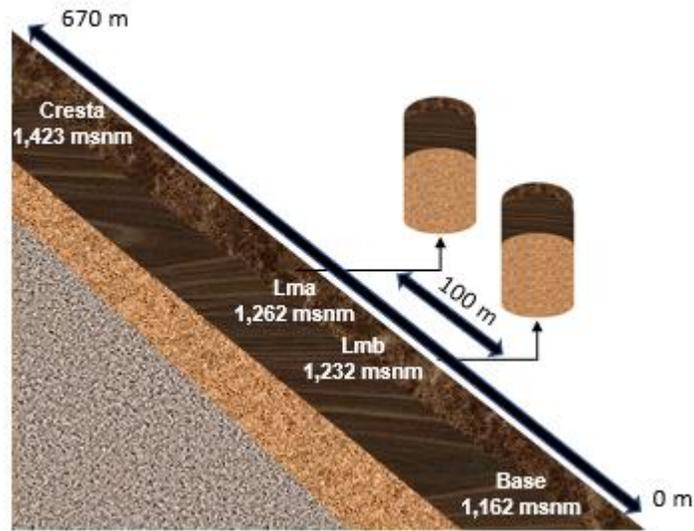
identificados cerca de la zona de estudio, las condiciones climáticas y la estructura vegetal son características del BMM.

Durante el trabajo en campo los criterios a seguir fueron los siguientes, la vegetación de BMM con predominio de *Quercus sp.*, *Liquidambar sp.* y epífitas; la orientación sureste de la ladera; y las diferentes unidades de relieve, específicamente ladera media alta (Lma) y ladera media baja (Lmb).

La caracterización ambiental se realizó con base al manual para la descripción y evaluación ecológica de suelos en campo (Siebe et al., 2006). Los elementos que se tomaron en cuenta fueron la información de la localidad y el estudio de la morfología del perfil y del mantillo.

### 3.2. Diseño experimental y toma de muestras

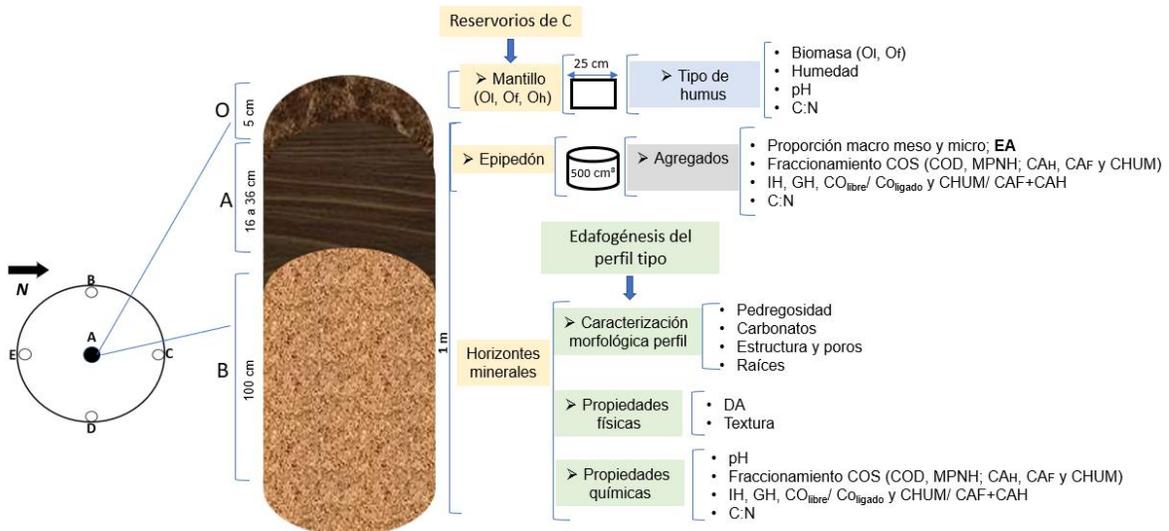
El diseño experimental consistió en hacer dos perfiles de suelo. El primer perfil corresponde a Lma, con altitud de 1262 msnm y el segundo perfil corresponde a Lmb ubicado a una altitud de 1232 msnm (Figura 3.1). Cabe señalar que la escala del muestreo es pequeña debido a que representa poco más de una séptima parte de la ladera (100 m de 670 m). Se llevó a cabo de esta manera debido a que la zona alta presentaba condiciones de difícil acceso por la abundancia de rocas expuestas, por otro lado, en la parte baja de la ladera no se muestreó debido a la cercanía con el río y así evitar que las muestras fueran alteradas por la humedad o la dinámica del cuerpo de agua. La toma de muestras se realizó en el mes de marzo de 2017 dentro de la temporada seca del año.



**Figura 3.1.** Diseño del muestreo con dos perfiles tipo sobre una ladera de BMM. Ladera media alta (Lma) y ladera media baja (Lmb).

### 3.2.1. Muestras de horizontes O, A y B

Mediante un muestreo estratificado aleatorio (Mostacedo y Fredericksen, 2000) se trazaron cinco puntos; el primer punto (A) a 5 cm de distancia del origen del perfil y cuatro puntos subsecuentes a 25 m de distancia del punto A (puntos B, C, D y E), con dirección a las manecillas del reloj (Figura 3.2).



**Figura 3.2.** Criterios de muestreo para determinar el reservorio de carbono y la caracterización genética del perfil tipo. carbono en las distintas fracciones: (orgánico disuelto COD, material particulado no humificado CMPNH, orgánico libre CO<sub>libre</sub>, ácidos húmicos CAH, fúlvicos CAF y huminas CHUM, orgánico ligado CO<sub>ligado</sub>); índice de humificación (IH); grado de humificación (GH); carbono orgánico total (COT); relación carbono: nitrógeno (C:N); densidad aparente (DA).

### ***Muestras de mantillo***

De los cinco puntos mencionados anteriormente, se tomaron muestras del horizonte orgánico (O) utilizando el método de cuadrante con un área de 25 x 25 cm (Mostacedo y Fredericksen, 2000). Los subhorizontes Oi, Of y Oh se describieron y posteriormente cada uno se almacenó por separado en bolsas de papel. Las muestras se tomaron por duplicado. El Oh no se pudo separar del horizonte superficial debido a que se mezclaban en una transición continua. En total se obtuvieron 20 muestras, diez de Lma, de las cuales cinco eran de Oi y cinco de Of, de igual manera se obtuvieron diez muestras de Lmb (Figura 3.2).

### ***Muestras de horizonte superficial***

Con base al estudio de la morfología del perfil, se tomaron muestras inalteradas de suelo para análisis en laboratorio (Figura 3.2). Las cuales consisten en:

- a) Agregados: ~50 g de suelo del horizonte superficial, evitando la perturbación de la estructura de la muestra.
- b) Densidad aparente: la muestra se extrajo mediante el uso de nucleadores metálicos con una capacidad de 115 cm<sup>3</sup>.

Todas las muestras se tomaron por duplicado y posteriormente fueron etiquetadas, transportadas y almacenadas en el laboratorio de Conservación y Rehabilitación de la Zona Crítica Edáfica (CoReZCE) ubicada en la Unidad Multidisciplinaria de Docencia e Investigación UMDI -FC-J, UNAM.

### 3.2.2. Muestras del perfil de suelo

La identificación y caracterización de los horizontes de cada perfil del suelo se llevó a cabo mediante el Manual para la descripción y evaluación ecológica de los suelos en campo (Siebe et al., 2006). Posteriormente se muestreó ~1 kg de cada uno de ellos y se almacenaron para su transporte en bolsas de plástico (Figura 3.2). Las muestras fueron etiquetadas, transportadas y almacenadas en el laboratorio CoReZCE.

## 3.3. Métodos en laboratorio

Los métodos empleados en laboratorio se realizaron de acuerdo con lo establecido por el ISRIC Technical Paper 9 (Van Reeuwijk, 2002) y del Manual de procedimientos analíticos del laboratorio de física de suelos (UNAM, 2010). Cada uno de los análisis se realizaron por duplicado (Anexo 3.1).

### 3.3.1. Propiedades físicas del mantillo

Se determinó la biomasa del mantillo y el porcentaje de humedad de cada una de las muestras que se recolectaron de los subhorizontes O; se pesaron antes y después de secarlas en una estufa a 60 °C durante 24 horas.

La biomasa se calculó de acuerdo con la fórmula:

$$BM (Mg ha^1) = \frac{Ps}{\left[ \frac{V}{1000} * 2 \right]}$$

Donde:

**Ps:** peso en seco del mantillo (*mg*);

**V:** volumen que ocupaba la muestra en el cuadrante (*dm<sup>3</sup>*);

**2:** constante para transformar las unidades de *mg dm<sup>-3</sup>* a *kg ha<sup>-1</sup>*;

**1000:** constante para transformar las unidades a *Mg ha<sup>-1</sup>*.

Y la humedad se determinó como:

$$H (\%) = \frac{P_f - P_s}{P_s} * 100$$

Donde el peso en gramos corresponde al:

**Pf:** peso del mantillo fresco (muestra recién tomada de campo);

**Ps:** peso del mantillo después de secar.

### 3.3.2. Propiedades químicas del mantillo

Después de determinar la biomasa y humedad del mantillo (muestras después de secar a 60°C), se prosiguió a la preparación de muestras. Se dividió cada una en cuatro partes, tomando una pequeña porción  $2 \pm 0.01$  g de cada parte para posteriormente realizar un tratamiento previo, el cual consistió en triturarlo en mortero de madera y tamizarlo por malla #10 (2mm de abertura), para la medición del pH. Se tomó una alícuota de  $3 \pm 0.01$  g y se trituró en mortero de ágata, posteriormente se tamizó por malla #60, para la cuantificación de carbono y nitrógeno.

#### ***Determinación de pH***

Se utilizaron  $2 \pm 0.001$  g de muestra, guardando una relación 1:2.5, agregando 5 ml de agua destilada; la prueba también se realizó sustituyendo al agua por KCl. Se agitó durante dos horas. Posteriormente del sobrenadante se tomaron las lecturas de pH mediante el uso de un potenciómetro Thermo Orion 750A+ con electrodo Thermo Orion ROSS, a temperatura ambiente (20°C).

#### ***Determinación de carbono orgánico***

El análisis se llevó a cabo mediante el método de pérdida por ignición Schulte y Hopkins (1996). Se calentó 1g por muestra en una parrilla eléctrica a 105°C, aproximadamente durante 10 minutos para eliminar la humedad. Se dejaron enfriar en un desecador para luego registrar el peso seco. Posteriormente se calentaron a

450 °C durante 4 horas para hacer cenizas todos los componentes orgánicos (Anexo 3.2). Al terminar, las muestras se retiraron dejando secar en un desecador hasta obtener el peso constante.

Las cenizas contienen los minerales oxidados. El CO<sub>2</sub> (pérdidas); la materia orgánica (MO); y el carbono orgánico (CO) se calcularon de la siguiente manera:

$$Cenizas (\%) = \frac{P2 * 100}{PS}$$

$$Pérdidas (\%) = 100 - cenizas$$

$$MO (\%) = \frac{P1 - P2}{P1} * 100$$

$$CO(\%) = \left[ \frac{100 - (P2 * 100)}{PS} * 0.51 \right] + 0.48$$

$$CO(g\ kg^{-1}) = CO * 10$$

Donde se representan los pesos en gramos de:

**P<sub>s</sub>**: muestra inicial;

**P<sub>1</sub>**: después de calentar a 105°C;

**P<sub>2</sub>**: después de calentar a 450°C;

Y los factores de corrección que demuestra Villegas, 2014:

**0.51**: supone 51% de CO en la MOS;

**0.48**: para poder comparar los métodos de pérdida por ignición y Walkley y Black.

### **Determinación de nitrógeno total (NT)**

Se cuantificó el NT por el método Kjeldahl (Keeney y Bremner, 1966); Se utilizó 1 g de muestra, y se llevó a cabo la digestión para la destrucción oxidativa de la MO y la reducción del nitrógeno a amoníaco. Para ello se le añadieron los siguientes reactivos: 25 ml de ácido sulfúrico concentrado (96%), una tableta catalizadora (sulfato de potasio y sulfato de cobre, marca Büchi) y 3 ml de peróxido de hidrógeno al 30%. La digestión se llevó a cabo durante 2 horas a 360°C.

Posteriormente en un vaso de precipitado se añadieron tres gotas de indicador rojo de metilo al 5%, y 25 ml de H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> (1%) como solución receptora que captura al amoníaco que resulta de la destilación. La destilación se llevó a cabo en un equipo BUCHI KjellFlex, K-360, programado para la incorporación de 50 ml de H<sub>2</sub>O, 85 ml de NaOH (38 %); con un tiempo de reacción de 15 s y tiempo de destilación de 4 minutos.

Como último paso, la cuantificación del NT se concluyó mediante la titulación con HCl 0.1 M.

El porcentaje de nitrógeno se calculó mediante la siguiente ecuación:

$$NT (\%) = \left( \frac{a - b}{P_m} \right) * (MH * Pa * mfc)$$

Donde:

**a:** volumen que se gastó de ácido clorhídrico en la muestra (*ml*);

**b:** volumen que se gastó de ácido clorhídrico en el blanco (*ml*);

**P<sub>m</sub>:** peso de la muestra (*g*);

**MH:** molaridad del ácido clorhídrico;

**mfc:** factor de corrección de la muestra [(100 - % de humedad) / 100].

### ***Preparación de muestras de suelo***

Las muestras de cada horizonte se dejaron secar a temperatura ambiente por 48 h. Posteriormente se homogeneizaron dividiendo cada muestra en cuatro partes, tomando una pequeña porción 10 ± 0.01 g de cada parte. En seguida se realizó un tratamiento previo, el cual consistió en triturar la muestra en un mortero de madera y tamizarla por malla #10 (2 mm de abertura), para la determinación de la textura y pH. Posteriormente se tomó una alícuota de 3 ± 0.01 g y se trituró en mortero de ágata, y se tamizó por malla #60 para la cuantificación de carbono, nitrógeno y extracción de sustancias húmicas.

### 3.3.3. Propiedades físicas del suelo

#### **Determinación de densidad**

La densidad aparente (DA) se midió mediante el método del cilindro (Blake y Hartge, 1986). El cual consistió en obtener el peso de la muestra después de secar a 105°C por 24 h. Tomando en cuenta que DA es la relación entre la masa del suelo seco ( $M_s$ ) sobre el volumen total ( $V_t$ ), incluyendo al espacio poroso. Se aplicó la fórmula:

$$\rho_a (g\text{ cm}^3) = \frac{M_s}{V_t}$$

#### **Determinación de tamaño de partículas**

Para determinar la textura se realizó por el método del hidrómetro. Se pesaron 25 g de suelo; para oxidar la MOS se utilizaron 40 ml de  $H_2O_2$  30% (hasta saturar la muestra) mientras se agitaba continuamente. Posteriormente se le añadió la misma cantidad de agua destilada y se dejó reposar toda la noche. Para dispersar las fracciones, se agregaron 25 ml de hexametáfosfato de sodio y aproximadamente 400 ml de agua destilada, dejando agitar durante la noche. Posteriormente, se separaron las arenas de las fracciones menores a 50  $\mu m$  (limos y arcillas) a través de una malla #270. En seguida, estas últimas fracciones se vertieron en una probeta de 1L, y se aforó al volumen con agua destilada. Se utilizó un blanco preparado únicamente con hexametáfosfato de sodio y agua destilada en las mismas proporciones que las pruebas. Finalmente se agitaron durante un minuto y se hicieron las mediciones con un hidrómetro Bouyoucos en lapsos de tiempo de 40 segundos, 5, 120, 960 y 1440 minutos. Cabe mencionar que en cada medición se tomaba lectura de la temperatura y se mantuvo en 20 °C.

La ecuación que se utilizó para calcular la proporción de limos y arcillas fue:

$$arenas (\%) = \frac{100 - (h_1 * 100)}{25}$$

$$arcillas (\%) = \frac{(h3 * 100)}{25}$$

$$limos (\%) = \left[ \frac{(h1 * 100)}{25} \right] - (arcillas)$$

Donde:

**h<sub>1</sub>**: lectura del hidrómetro a los 40 seg;

**h<sub>3</sub>**: lectura del hidrómetro a los 120 min.

### **Proporción de tamaño de agregados**

La separación de agregados se realizó para el horizonte superficial. Se llevó a cabo utilizando dos métodos: seco y húmedo (Kemper y Rosenau, 1986). En ambos se usaron 10g de muestra, y únicamente en el caso del método húmedo se saturó la muestra con un nebulizador previo al siguiente paso. Para obtener los agregados macro, meso y micro, las muestras se tamizaron por malla 2000  $\mu m$ , 250  $\mu m$  y 53  $\mu m$  respectivamente. Esto se llevó a cabo mientras se sumergían 20 veces en 100 ml de agua destilada durante 40 segundos, de tal forma que una parte del CO del agregado queda en el agua. Esta solución se filtró con papel Whatman de 0.45  $\mu m$  y se almacenó para su posterior análisis como COD. Finalmente, cada agregado se secó durante 2 h a 105 °C, y posteriormente se tomó el peso.

Se calculó la proporción del tamaño de los agregados (macro, meso y micro) con la siguiente fórmula:

$$Agr. (\%) = \frac{Ps * 100}{Pt}$$

Donde el peso en gramos corresponde al:

**Ps**: agregado después de secado;

**Pt**: la muestra antes de pasar por los tamices.

La estabilidad de los agregados (EA) se calculó de acuerdo con Kumari et al. (2011) como se muestra a continuación:

$$EA = \frac{(Pa - Pmi - (Pmei))}{Ps - (Pmei)}$$

Donde el peso en gramos corresponde a:

**Pa:** la suma de todos los agregados;

**Pmi:** los micro agregados;

**Pmei:** la suma de meso y micro agregados;

**Ps:** muestra seca inicial.

#### 3.3.4. Propiedades químicas del suelo

##### ***Determinación de pH***

El pH y la CE se determinaron por el método potenciométrico. Las variaciones en la medición del pH del suelo por efecto de dilución y de la concentración de sales se ajustaron mediante la medición en agua destilada y en presencia de un electrolito como el KCl 1M, en relación 1:2.5 utilizando 10 g de suelo (USDA, 1996). Posteriormente se agitó durante dos horas para tomar las lecturas del sobrenadante mediante el uso de un potenciómetro Thermo Orion 750A+ con electrodo Thermo Orion ROSS, a temperatura ambiente (20°C).

La diferencia entre pH medido en KCl ( $pH_{KCl}$ ) y pH medido en agua ( $pH_{H_2O}$ ) se define como delta pH.

$$\Delta pH = pH_{KCl} - pH_{H_2O}$$

De tal forma que en suelos no salinos:

- i)  $\Delta pH > 0$  indica predominio de carga positiva.
- ii)  $\Delta pH = 0$  indica carga neutra.
- iii)  $\Delta pH < 0$  indica predominio de carga negativa.

##### ***Determinación de nitrógeno total (NT)***

Se determinó por el método Kjeldahl (Keeney y Bremner, 1966) descrito anteriormente en el capítulo 3.3.2 *Propiedades químicas del mantillo*; De igual manera se utilizó 1 g de muestra y la misma concentración de reactivos.

### ***Determinación de carbono orgánico total (COT)***

Para la cuantificación del COT del suelo, de los agregados y de las huminas se llevó a cabo el método Walkley y Black (1982). Se pesaron 0.08 g de muestra, la cantidad de reactivos empleados fueron 10 ml de  $K_2Cr_2O_7$  0.1667 M; 20 ml de  $H_2SO_4$  concentrado (96 %), mientras se agitaba manualmente el matraz, se dejó reposar durante 30 minutos para que la reacción de combustión húmeda se completara. Después se agregaron 100 ml de agua destilada y 10 ml de  $H_3PO_4$  concentrado (85 %); se agregaron 8 gotas del indicador Bariosulfato de Difenilamina y finalmente se tituló con sulfato ferroso 0.5 M. El COT de las muestras se determinó por duplicado contemplando un blanco por cada seis muestras, utilizando la siguiente fórmula:

$$COT (\%) = \frac{M * (V1 - V2)}{S * 0.39 * mfc}$$

donde:

**M:** molaridad real del sulfato ferroso;

**V1 y V2:** volumen (ml) de sulfato ferroso necesarios para titular el blanco y la muestra respectivamente;

0.39: [ $3 \times 10^{-3} * 100\% * 1.3$ ]; donde 3 es el peso equivalente del carbono y 1.3 el factor de compensación por la combustión incompleta.

**mfc:** factor de corrección de la muestra [ $(100 - \% \text{ de humedad}) / 100$ ].

### ***Determinación del almacén de COS***

Con base en Siebe et al. (2006), que considera a la DA, la pedregosidad y el espesor se determinó el almacén de COS para cada uno de los horizontes del suelo, conforme a la siguiente fórmula:

$$\text{Almacén de COS (kg m}^2\text{)} = \left[ \text{COT} * \text{DA} * \frac{100 - \text{pdr}}{100} * \text{esp} \right]$$

$$\text{Almacén de COS (Mg ha}^{-1}\text{)} = [\text{Almacén de COS (kg m}^2\text{)}] * 10$$

donde:

**COT:** Carbono orgánico total (%);

**DA:** densidad aparente ( $\text{kg/dm}^3$ );

**pdr:** pedregosidad (%)

**esp:** espesor (dm)

También se calculó el almacén de COS en los agregados del suelo con base en la fórmula descrita anteriormente y ajustando algunas variables como se muestra a continuación:

$$\text{Almacén de CO agregados (Mg ha}^{-1}\text{)} = [\text{COT} * \text{Dag} * \text{Dm}] * 10$$

donde:

**COT:** Carbono orgánico total del agregado (%);

**Dag:** densidad del agregado ( $\text{kg/dm}^3$ ), que se calcula con el peso del agregado ( $\text{kg}$ ) multiplicado por 0.01 que es la conversión de los 10g de muestra analizados equivalentes a  $0.01 \text{ dm}^3$ ;

Es importante señalar que el factor pedregosidad equivale a 1 debido a que los agregados no presentan esta fracción, de forma que se eliminó de la ecuación;

**Dm:** en los agregados se sustituye el espesor por el diámetro que representa a cada tamaño de agregado ( $\text{dm}$ ).

### ***Fraccionamiento químico del COS***

La extracción de las sustancias húmicas tanto de los horizontes orgánicos como de los agregados se hizo mediante el método de Dabin (1971).

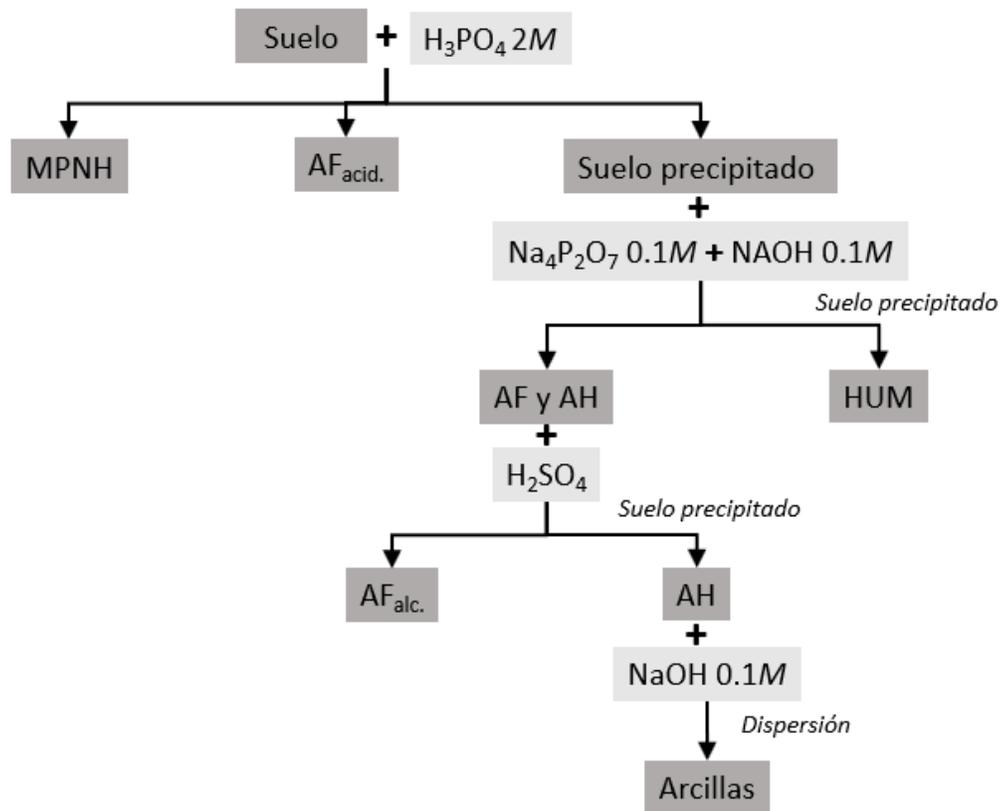
Se pesaron 2.5 g de suelo y se colocaron en un tubo falcon agregando 40 ml de  $\text{H}_3\text{PO}_4$  2 M, se agitaron durante 30 minutos a temperatura ambiente con un agitador orbital, y se centrifugaron a 5,000 rpm durante 10 minutos. Posteriormente se decantó el sobrenadante sobre un papel filtro Whatman previamente pesado, los residuos que se recogen del filtrado corresponden a *Materia particulada no humificada* “MPNH” (Figura 3.3).

Al sedimento de la centrifugación se le repitieron dos veces los pasos a partir de que se le agregan 40 ml de  $\text{H}_3\text{PO}_4$ . La solución que resulta del paso anterior se lavó (centrifugar a 5,000 rpm por 5 min. y decantar) varias veces con agua desionizada hasta llegar a pH 4. Se aforó y almacenó a 5°C en frasco de vidrio rotulado como (*Ácidos fúlvicos medio ácido* “AF<sub>aci.</sub>”) (Figura 3.3).

Al residuo de suelo que precipitó en el tubo, resultado de los lavados anteriores, se le añadieron 40 ml de solución Kononova ( $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$  0.1 M + NaOH 0.1M), se agitó durante 4 h y se dejó reposar durante toda la noche. Se centrifugó a 5,000 rpm durante 10 minutos y se decantó en un recipiente de polietileno. Al suelo que precipitó, se agregaron otros 40 ml de solución Kononova y se agitó durante media hora; se centrifugó a 5,000 rpm durante 10 minutos y se decantó. A continuación, se agregaron 40 ml de solución Kononova, después se centrifugó a 5,000 rpm durante 5 minutos y se decantó, esto se repitió hasta obtener un extracto casi incoloro. El residuo del suelo se lavó con agua desionizada hasta pH 8. En el sedimento, el suelo contiene el carbono no extraíble de las *Huminas*, se trasvasó en crisoles de porcelana previamente pesados y se secaron a 45°C (Figura 3.3).

La solución del extracto con reactivos alcalinos ( $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$  + NaOH), se aforó y se tomó una alícuota de 200 ml (*Ácidos fúlvicos y húmicos* “AF-AH”), se almacenó a 5°C. A la solución restante, se le agregó  $\text{H}_2\text{SO}_4$  1:1 hasta pH 1.5, y se dejó reposar toda la noche. El sobrenadante se decantó en otro recipiente de polietileno (*Ácidos fúlvicos medio alcali* “AF<sub>alc.</sub>”), mientras que se dejó una pequeña película de sobrenadante cubriendo lo que precipitó durante la noche (*Ácidos Húmicos* “AH”). Los AH se vertieron con cuidado en un tubo, posteriormente se centrifugaron a 5,000 rpm durante 10 min. El sobrenadante se vertió en el envase de AF<sub>alc.</sub> (Figura 3.3).

El precipitado de *AH* se enjuagó con  $H_2SO_4$  0.001 M, centrifugando a 5,000 rpm durante 10 min. El sobrenadante se vertió en el envase de *AF alc.* Se aforó y se almacenó a 5°C. Al residuo total de la centrifugación (*AH*) se le añadió NaOH 0.1 M hasta que se dispersó. Se centrifugaron a 12,000 rpm para separar arcillas dispersas con una porción de las *huminas*. El sobrenadante de *AH* se precipitó y se lavó centrifugando a 10,000 rpm durante 10 min. Se aforó y almacenó a 5°C en un recipiente de polietileno rotulado como *AH* (Figura 3.3).



**Figura 3.3.** Extracción de las fracciones del COS, por el método de Dabin (1971).

El carbono del CMPNH se pesó, y se calculó el contenido de carbono mediante la siguiente fórmula:

$$\text{CMPNH (\%)} = pMP * 0.39$$

Donde:

**pMP:** peso (g) del CMPNH que se obtuvo después de filtrar.

**0.39:**  $[3 \times 10^{-3} * 100\% \times 1.3]$ ; donde 3 es el peso equivalente del carbono y 1.3 el factor de compensación.

El contenido de carbono de las huminas se determinó por el método Walkley y Black. Mientras que en cada una de las fracciones (AF<sub>aci.</sub>, AF-AH, AF<sub>alc.</sub> y AH) se cuantificaron en un analizador de carbono orgánico disuelto TOC- TORCH Teledine Tekmark modelo TOC-625 con detector infrarrojo. Para ello se utilizaron tres curvas de calibración, la primera con concentraciones de 0 a 2 ppm; la segunda de 0 a 10 ppm y la tercera de 0 a 80 ppm (Anexo 3.3).

Los parámetros que se utilizaron para determinar el potencial de humificación que tiene el suelo y la estabilidad del COS, de acuerdo con Acosta et al. (2008); fueron el índice de humificación (IH), el grado de humificación (GH) y la relación de humificación entre CAH y CAF (RH<sub>1</sub>). Además, tomando en cuenta que en los sistemas forestales el carbono de material particulado no humificado (CMPNH) y las huminas representan una fracción del carbono importante, de acuerdo con Hernando et al. (2003) se calcularon las relaciones de CO<sub>libre</sub>/ CO<sub>ligado</sub> (RH<sub>2</sub>) y CHUM/ CAF+CAH (RH<sub>3</sub>):

**Tabla 3.1.** Parámetros de humificación y estabilidad química del COS.

Parámetro	Fórmula	Indicador
Índice de humificación (IH)	$IH = \frac{CMPNH}{(CAH + CAF)}$	Relación entre COS no humificado y humificado.
Grado de humificación (GH)	$GH (\%) = \frac{(CAH + CAF)}{COE}$	Normalización de las SH's respecto a COE.
Relación de humificación fúlvicos y húmicos (RH <sub>1</sub> )	$RH1 = \frac{CAF}{CAH}$	Relación entre SH's móviles y SH's con carácter aromático (inmóviles).
Relación de humificación libre y ligado (RH <sub>2</sub> )	$RH2 = \frac{COlibre}{COLigado}$	Relación entre C no humificado y humificado tomando en cuenta al CHUM.
Relación de humificación huminas (RH <sub>3</sub> )	$RH3 = \frac{CHUM}{(CAF + CAH)}$	Relación entre SH's con mayor grado de humificación y SH's con medio y bajo grado de humificación.

Donde:

**SH's:** Sustancias húmicas

**COE:** Carbono extraíble (suma del CMPNH, CAH y CAF);

**CO**<sub>libre</sub>: Suma de COD y CMPNH;

**CO**<sub>ligado</sub>: Suma de CHUM, CAH y CAF

### 3.4. Análisis estadístico

Se aplicó la prueba de Shapiro-Wilk para conocer si los datos presentaban comportamiento normal, se rechazó la hipótesis nula de igualdad de varianzas ( $P=0.05$ ), por lo tanto, las pruebas estadísticas para la comparación de medias que se utilizaron a continuación son no paramétricas. Este criterio metodológico coincide con lo realizado por Lane (2002) y Bobadilla (2019) que señalan, en trabajos similares, el debido uso de pruebas no paramétricas. Cabe mencionar que como pretratamiento de los datos también se realizó una depuración descartando aquellos que se mostraban atípicos.

Se aplicó la prueba de comparación de medias T de Wilcoxon para determinar si el almacén de COS es significativamente diferente entre los horizontes orgánicos del mantillo y entre posiciones de la ladera. Además, el análisis de correlación entre el almacén de COS y las variables físicas y químicas del mantillo se llevó a cabo mediante la prueba Tau b de Kendall. Por otro lado, se aplicó la prueba de Kruskal Wallis para evaluar la proporción de agregados y las diferencias entre el contenido de CO en los diferentes tamaños de agregados del suelo. Así mismo se realizó una matriz de componente rotado para agrupar en componentes principales las variables que se asocian con el COS. Las pruebas mencionadas anteriormente se hicieron en el programa SPSS versión 25, y se aplicó un nivel de confianza del 95%.

Finalmente se analizaron las relaciones entre el almacén de COS y las variables físicas y químicas del suelo, así como la relación entre las fracciones del COS, el IH y el GH en macro y meso agregados. Para ello se aplicaron matrices de correlación utilizando el programa Excel, considerando un nivel de confianza del 99%. Cabe mencionar, que esta prueba no obedece el comportamiento no paramétrico de datos, sin embargo, se realizó únicamente con fines de revisión de tendencias y posible cercanía entre dichas variables.

## Capítulo 4 Resultados

### 4.1 Tipo de humus y almacén de carbono en horizontes orgánicos del suelo

El mantillo forestal en Lma y Lmb se encuentra conformado por residuos orgánicos con diferentes grados de descomposición dominado por dos horizontes que se diferenciaron por sus características morfológicas, Oi con dos tercios de residuos orgánicos visibles y Of con un cuarto de residuos orgánicos visibles, sobre el suelo mineral (Tabla 4.1). El horizonte Oh, que corresponde al de mayor grado de descomposición es poco diferenciado y ligeramente distinguible.

**Tabla 4.1.** Caracterización morfológica de los horizontes orgánicos (O) en suelos forestales.

Horizonte (Porta et al. 2003)	Horizonte (FAO 2009)	Profundidad promedio (cm)	Morfología	Delimitación
<b>Ladera media alta</b>				
OI	Oi	3	RV ligeramente descompuestos. Proviene de fragmentos de hojas de <i>Quercus sp.</i> , ramas y algunas semillas. VMP 5 cm.	
Of	Oe	2.6	RV moderadamente descompuesto. Con cambio en la coloración más oscuro que el que sobre yace. Se observaron micelios de hongos. VMP 4.5 cm.	
<b>Ladera media baja</b>				
OI	Oi	2.1	RV ligeramente descompuesto con un origen heterogéneo debido a que se aprecian hojas de <i>Quercus sp.</i> , pino y es interrumpido por las raíces superficiales de herbáceas. VMP 3.5 cm.	

Of/Oh	Oe/Oa	2.3	RV con descomposición moderada, de color más oscuro que el horizonte que le sobre yace con presencia de micelios de hongos. VMP4 cm. Distinguible del horizonte superficial, pero sin poderlo separar de los RV con mayor grado de descomposición, los cuales se integraban al horizonte mineral.
-------	-------	-----	---

---

Lma: ladera media alta; Lmb; ladera media baja; VMP: valor máximo de profundidad; RV: residuos vegetales.

El horizonte O en Lma y Lmb corresponde al tipo de humus Mor con base a Zanella et al. (2011). Particularmente presentó subhorizontes orgánicos moderadamente desarrollados (< 5 cm) (Tabla 4.2), y horizontes minerales Ah y AE con estructura biogénica moderada, de 36 cm y 22 cm en Lma y Lmb respectivamente (Tabla 4.3). Los resultados se complementaron con la clasificación de Siebe et al. (2006), el pH de moderadamente ácido a ácido y la C:N > 25 indican una calidad baja del mantillo que tiende a presentar una descomposición lenta y corresponden a un tipo de humus Mor (Tabla 4.2).

El contenido de carbono en Oi de ambas laderas fue significativamente mayor que en Of ( $p < 0.05$ ; Anexo 4.1 **A**) y **B**) Mientras que para las variables de calidad del mantillo como pH y C:N no se encontraron diferencias significativas. En este sentido los horizontes orgánicos entre posiciones de la ladera se comportan igual, es decir no presentaron diferencias significativas en ninguna de sus variables (Anexo 4.1).

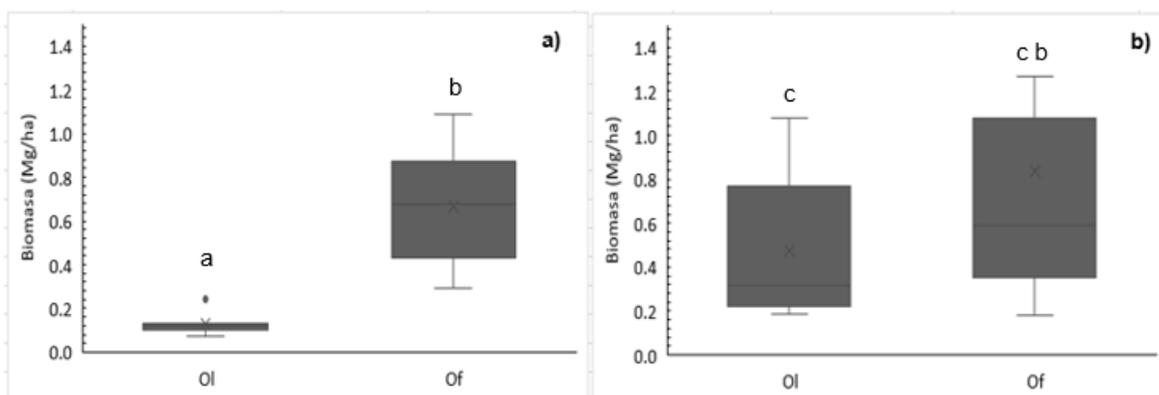
**Tabla 4.1.** Propiedades del horizonte O promedio  $\pm$  DS para la clasificación del tipo de humus de acuerdo con Zanella et al. (2011) y Siebe et al. (2006).

Subhorizonte	Grosor (cm)	pH	C (g/kg)	N (g/kg)	C:N
<b>Lma: tipo de humus Mor</b>					
Oi	3.0 ( $\pm 1.2$ )	6.2 ( $\pm 0.4$ )	477.4 ( $\pm 9.4$ )	6.5 ( $\pm 0.9$ )	71.4 ( $\pm 8.6$ )
Of	2.6 ( $\pm 1.5$ )	6.6 ( $\pm 0.8$ )	335.1 ( $\pm 60.5$ )	6.4 ( $\pm 2.1$ )	50.6 ( $\pm 33.6$ )
<b>Lmb: tipo de humus Mor</b>					

OI	2.1 ( $\pm 0.9$ )	6.2 ( $\pm 0.2$ )	472.9 ( $\pm 11.3$ )	6.9 ( $\pm 0.9$ )	69.1 ( $\pm 9.9$ )
Of	2.3 ( $\pm 1.1$ )	4.5 ( $\pm 0.7$ )	333.8 ( $\pm 55.9$ )	5.8 ( $\pm 1.8$ )	54.8 ( $\pm 22.5$ )

Lma: ladera media alta; Lmb; ladera media baja.

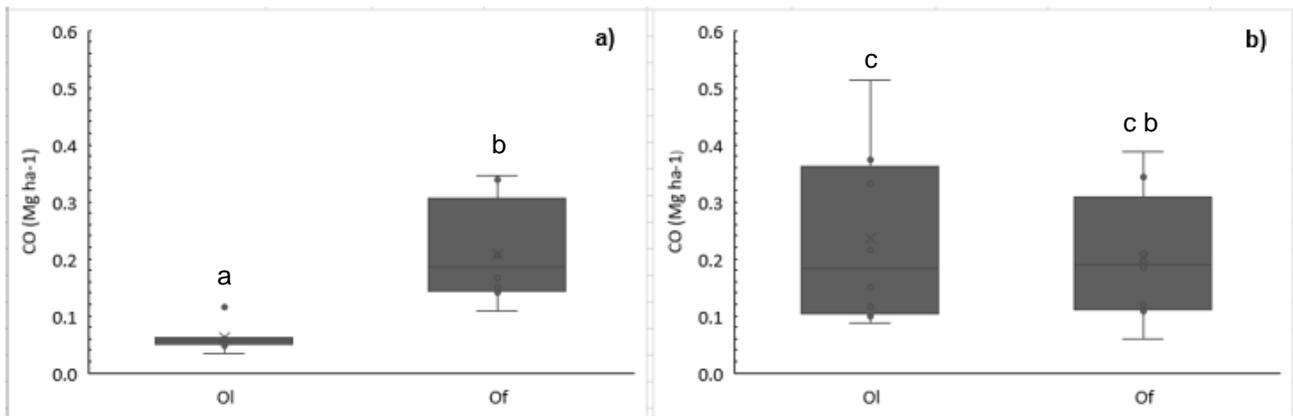
El mantillo acumula en promedio una biomasa de  $0.5 \text{ Mg ha}^{-1}$  ( $\sigma 0.2$ ). El análisis del contenido de biomasa entre posiciones de la ladera mostró que en el horizonte OI, Lmb es significativamente mayor, en promedio seis veces más que en Lma ( $p < 0.05$ ; Anexo 4.1 **C**), mientras que el horizonte Of entre laderas no presentó diferencias significativas. En cuanto al contenido de biomasa entre los horizontes orgánicos en Lma, OI fue significativamente menor, en promedio seis veces menos que en Of ( $P < 0.05$ ; Anexo 4.1 **A**), mientras que Lmb no tuvo diferencias significativas entre sus horizontes orgánicos (Figuras 4.1 **a**) y **b**)).



**Figura 4.1.** Biomasa de los horizontes orgánicos OI y Of de **a**) ladera media alta (Lma); y **b**) ladera media baja (Lmb). Letras distintas indican diferencias significativas ( $p < 0.05$ ).

Se determinó que el mantillo almacena  $0.16 \text{ Mg C ha}^{-1}$  ( $\sigma 0.06$ ) en promedio. El análisis del almacén de CO entre laderas mostró ser significativamente mayor en OI de Lmb, en comparación con Lma ( $P < 0.05$ ; Anexo 4.1 **C**)). Mientras que el almacén de CO en Of es similar. En este sentido la mayor reserva de CO en el mantillo se encuentra en Of para ambos sitios de la ladera (Figuras 4.2 **a**) y **b**)). Además,

mediante los análisis de correlación se comprobó que el almacén de CO en el mantillo se correlaciona positivamente con la biomasa, mientras que la relación entre el almacén y el contenido de CO mostró ser negativa (Anexo 4.2).



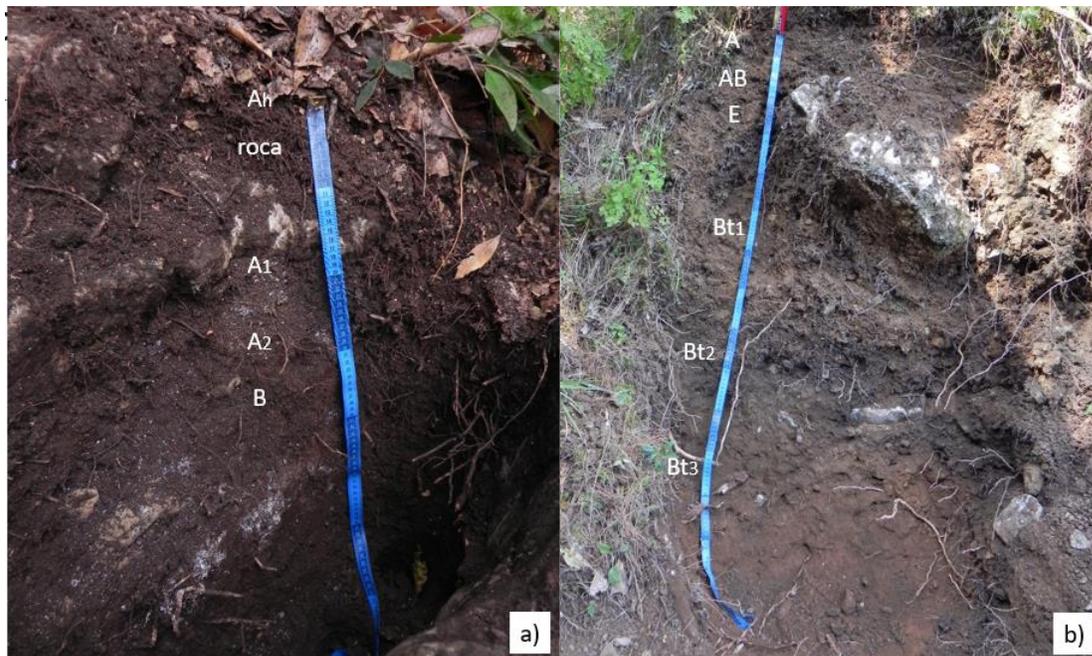
**Figura 4.2.** Almacén de carbono orgánico en el mantillo forestal. **a)** Ol y Of de ladera media alta (Lma); **b)** Ol y Of de ladera media baja (Lmb). Letras distintas indican diferencias significativas ( $p < 0.05$ ).

## 4.2. Caracterización de los suelos y almacén de carbono

La secuencia de suelos encontrados en la ladera se describió como Cambic Phaeozem (Esqueletic, Oxiacuic) (Figura 4.3 **a**) y Chromic Luvisol (Cutanic, Humic, Profundic) (Figura 4.3 **b**), en Lma y Lmb respectivamente (Anexo 4.3).

En el Phaeozem los horizontes Ah y A1 (hasta 27 cm de profundidad) fueron caracterizados por su estructura granular biogénica, resultado de la actividad biológica; y sus colores oscuros (10YR 2/2 y 7.5YR 2.5/2). El pH ponderado de 6.25 (pH promedio en la los 27 cm de profundidad) indica una saturación de bases  $>50\%$ , asociado a una mayor cantidad de cationes básicos (calcio, magnesio, potasio y sodio) que cationes ácidos (hidrógeno y aluminio) en los coloides del suelo. El calificador móllico se le atribuyó debido a que la saturación de bases aumenta en Ah1 y Ah2. En general todo el perfil mostró un alto contenido de CO, en promedio 4%, con una concentración máxima de 10.3 % y una mínima con 1.5 % en Ah y Ah2 respectivamente (Tablas 4.3 y 4.5).

En el Luvisol se describió al horizonte genético A de color oscuro con tendencia a rojizo, así como un importante contenido de COS (4.2 %). Se observó una traslocación del 44 % de arcillas en AE y E (5 a 22 cm) hacia Bt1, Bt2 y Bt3 (22 a 100 cm) que acumulan 84 % de ellas (Tabla 4.4). En comparación con los suelos de Lma, este perfil presentó menor contenido de CO, en promedio 1.7 % con un mínimo en Bt3 de 0.3 % (tablas 4.3 y 4.5).



**Figura 4.3** Horizontes genéticos de los perfiles de suelo. **a)** Phaeozem; y **b)** Luvisol. Fotografía tomada por Fuentes Romero, 2017.

El Phaeozem presentó horizontes organo-minerales más desarrollados que el Luvisol, en promedio 18 cm más, es decir, Lma obtuvo el doble de profundidad. También se describió mayor pedregosidad en Lma. Ningún perfil reaccionó para carbonatos, pese a que la roca que se encuentra en el Phaeozem, el cual se describe como fragmento grueso superficial DL (dominante de cantos grandes), presentó reacción intensa para carbonatos (Tabla 4.3).

El Phaeozem mostró muchos poros con forma vesicular de tamaño fino y medio, distribuidos dentro y fuera de los agregados en el horizonte superficial, y en general la cantidad de poros disminuyó con la profundidad. Por otro lado, el Luvisol

comparte las características de porosidad entre los horizontes superficiales del Phaeozem. Sin embargo, en Bt1 la forma cambia de vesicular a canales y aumenta la abundancia en los poros de muy pocos a muchos, y es hasta Bt2 donde disminuye su abundancia a muy pocos y vuelven a tener forma vesicular, pero únicamente dentro de los agregados (Tabla 4.3).

La DA fue mayor en la Lmb que en la Lma, sin embargo, en ambas se clasifica como baja (<1.3 g cm<sup>3</sup>), lo cual indica una condición porosa del suelo, que tiende a disminuir con la profundidad. La textura en Lma se consideró moderadamente fina (franco arcillosa), mientras que en Lmb, se determinó como fina (franco limosa y arcillas pesadas), de acuerdo con los criterios de USDA (2010) (Tabla 4.4).

**Tabla 4.3.** Descripción morfológica de los horizontes (FAO, 2009).

Profundidad (cm)	Horizonte	Color	Pedregosidad (%)	Carbonatos (%)	Estructura (grado,tipo, tamaño)	Poros (abundancia, tamaño, forma, distribución)	Raíces (diámetro, abundancia)
<b>Ladera media alta. Cambic Phaeozem (Esqueletic, Oxicuic)</b>							
0 a 6	Ah	10YR 2/2	0	0	ST, GR, FI	M, F, B, exped inped	F, F
6 a 14	DL	ND	100	100	ND	ND	ND
14 a 27	A1	7.5YR 2.5/2	60	0	ST, GR, FI	C, C, B, exped inped	F, M
27 a 36	A2	7.5YR 3/2	5	0	ST, BL, FC	C, F, C, inped	C, M
36 a 100	B	7.5YR 3/2	15	0	ST, BL, FC	F, F, C, inped	VF, C
<b>Ladera media baja. Chromic Luvisol (Cutanic, Humic, Profundic)</b>							
0 a 5	A	7.5YR 3/1	0	0	ST, GR, ME	M, M, B, exped inped	C, F
5 a 16	AE	5YR 3/2	0	0	ST, SB, MV	C, C, B, exped inped	F, M
16 a 22	E	7.5YR 3/4	5	0	ST, SB, VC	V, CF, B, exped inped	C, F
22 a 69	Bt1	7.5YR 3/4	5	0	ST, SB, VC	M, C, C, exped inped	C, F
69 a 97	Bt2	7.5YR 3/4	10	0	ST, SB, VC	F, C, B, inped	M, M
97 a 130	Bt3	7.5YR 3/4	10	0	ST, PS, VC	F, F, B, inped	M, F

**Estructura.** Grado: ST: fuerte; Tipo: GR: granular, BL: bloque, SB: bloques sub-angulares, SB + Gr: ambas estructuras, PS: prismática sub-angular; Tamaño: FI: fino, ME: medio, CO: grueso, VC: muy grueso; FC: fino a grueso, MC: medio a grueso; MV: mediano a muy grueso. **Poros.** Abundancia: M: muchos; C: comunes; F:pocos y V: muy pocos. Tamaño: C: grueso; M: medio; F: fino; CF: gruesos y finos; FV: finos y muy finos. Forma: B: vesicular; C: canales. **Raíces:** Diámetro: F: fina, C: gruesa, VF: muy fina, M: media; Abundancia: F: pocas, M: muchas, C: comunes.

**Tabla 4.4.** Propiedades físicas de los suelos. Criterios propuestos por FAO (2009); Siebe et al. (2006).

Profundidad (cm)	Horizonte	Color Seco	Color humedo	DA (g/cm <sup>3</sup> )	Arenas (%)	Limos (%)	Arcillas (%)	Clase textural
<b>Ladera media alta. Cambic Phaeozem (Esqueletic, Oxiacuíc)</b>								
0-6	Ah	7.5 YR 3/2	10 YR 2/2	0.52	48	20	32	SCL
6-14	DL	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
14-27	A1	10 YR 3/4	7.5 YR 2.5/3	0.55	56	28	16	SL
27-36	A2	7.5 YR 4/4	7.5 YR 2.5/3	0.74	54	26	20	SCL
36-100	B	7.5 YR 3/4	10 YR 2/2	0.97	60	16	24	SCL
<b>Ladera media baja. Chromic Luvisol (Cutanic, Humic, Profundic)</b>								
0-5	A	7.5 YR 6/4	7.5 YR 2.5/2	0.64	12	44	44	CL
5-16	AB	7.5 YR 5/6	5 YR 3/4	1.09	8	60	32	SiCL
16-22	E	7.5 YR 5/4	7.5 YR 3/3	0.91	16	60	24	SiL
22-69	Bt1	7.5 YR 5/4	5 YR 3/4	1.13	4	32	64	HC
69-97	Bt2	7.5 YR 4/4	5 YR 4/4	1.00	8	8	84	HC
97-130	Bt3	7.5 YR 5/8	5 YR 4/6	0.97	8	8	84	HC

DA: Densidad aparente; ND: no determinado. Clase Textural por sus siglas en inglés SCL: franco arcillo arenosa; SL: franco arenosa; SiCL: Franco arcillo limosa; SiL: franco limosa; HC: arcilla pesada.

El pH en horizontes superficiales de Lma y Lmb es moderadamente ácido y muy ligeramente ácido respectivamente, en cambio en horizontes subsuperficiales es ligeramente alcalino y muy ligeramente alcalino respectivamente (Tabla 4.5). El resultado de delta pH ( $pH_{H_2O} > pH_{KCl}$ ) son valores  $< 0$  para todos los horizontes, por lo tanto, se estima el predominio de cargas negativas sobre las positivas de acuerdo con los criterios de Siebe et al. (2006).

La mayor concentración de COS se encuentra en el horizonte superficial de ambos perfiles. Siendo el Phaeozem donde se encuentra la mayor cantidad, con  $86.5 \text{ g kg}^{-1}$ ; en comparación con el horizonte superficial del Luvisol que contiene  $41.7 \text{ g kg}^{-1}$  (Tabla 4.5; Figura 4.4 **a**). Por otro lado, al considerar el grosor, la densidad aparente y la pedregosidad de cada horizonte se confirmó que efectivamente la Lma almacena mayor cantidad de COS que el sitio de la Lmb con una diferencia promedio de  $49.7 \text{ Mg ha}^{-1}$ . Sin embargo, el almacén de COS presentó la mayor reserva en los horizontes B para ambos perfiles (Tabla 4.5; Figura 4.4 **b**), dado que su espesor es mayor al de los horizontes A, variable que presentó una relación positiva con el almacén de COS ( $r = 0.8$ ; Anexo 4.4 **a**), sin embargo, en la Lmb esta relación se dio en menor medida debido a que el almacén de COS se relacionó más con la DA ( $r = 0.6$ ; Anexo 4.4 **b**).

Por otro lado, las cantidades más altas de nitrógeno se encontraron en los horizontes superficiales, similar a lo que se observó para el CO, siendo la Lma donde se encontró mayor cantidad, con 4.8 g kg<sup>-1</sup> respecto a Lmb con 2 g kg<sup>-1</sup>. En particular, entre los perfiles se observó un patrón similar en su distribución disminuyendo conforme a la profundidad del perfil (Tabla 4.5).

La relación C:N en general fue más constante en Lma (con rangos entre 18 y 13) que en Lmb (entre 20 y 6). Por otro lado, en ambos perfiles el horizonte superficial presentó C:N mayor al horizonte más profundo, sin embargo, no se encontró una tendencia clara respecto a la profundidad, debido a que el Phaeozem y el Luvisol mostraron que A1 y Bt2 respectivamente, tiene una relación más alta debido a la disminución abrupta de nitrógeno (Tabla 4.5).

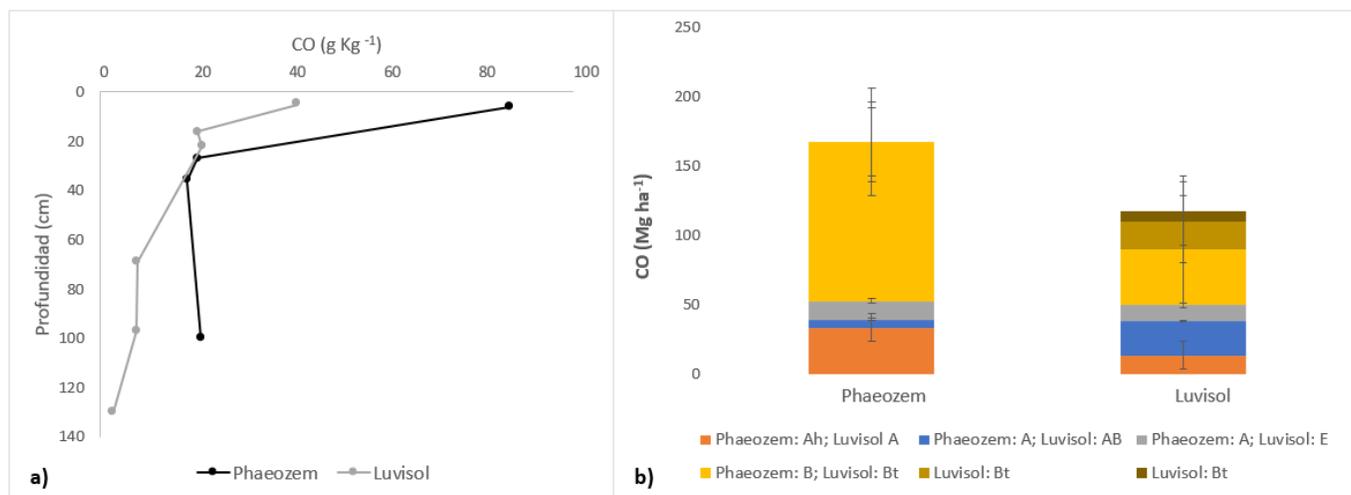
**Tabla 4.5.** Propiedades químicas del suelo. Desviación estándar ( $\pm$  DS).

Profundidad (cm)	Horizonte	pH H <sub>2</sub> O	pH KCl	CO (g kg <sup>-1</sup> )	Almacén CO (kg m <sup>2</sup> )	Almacén CO (Mg ha <sup>-1</sup> )	N (g kg <sup>-1</sup> )	C:N
<b>Ladera media alta. Cambic Phaeozem (Esqueletic, Oxiacúic)</b>								
0-6	Ah	5.9	5.4	86.5 ( $\pm$ 0.1)	3.3	33	4.8 ( $\pm$ 0.002)	18
6-14	DL	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
14-27	A1	6.8	6.2	22.4 ( $\pm$ 0.2)	1.17	11.7	1.2 ( $\pm$ 0.002)	19
27-36	A2	7.3	6.3	16.7 ( $\pm$ 0.4)	0.78	7.8	1.3 ( $\pm$ 0.01)	13
36-100	B	7.1	5.9	21.4 ( $\pm$ 0.3)	11.47	114.7	1.5 ( $\pm$ 0.01)	14
<b>Ladera media baja. Chromic Luvisol (Cutanic, Humic, Profundic)</b>								
0-5	A	6.3	5.1	41.7 ( $\pm$ 0.2)	1.33	13.3	2.0 ( $\pm$ 0.001)	20
5-16	AB	7.3	6	20.7 ( $\pm$ 0.3)	2.49	24.9	1.7 ( $\pm$ 0.007)	12
16-22	E	6.9	5.3	21.7 ( $\pm$ 0.7)	1.13	11.3	1.4 ( $\pm$ 0.008)	16
22-69	Bt1	6.9	5.4	8.0 ( $\pm$ 0.8)	4.05	40.5	0.9 ( $\pm$ 0.005)	9
69-97	Bt2	6.9	5.8	7.7 ( $\pm$ 0.4)	1.95	19.5	0.4 ( $\pm$ 0.015)	20
97-130	Bt3	7.4	6	2.8 ( $\pm$ 0.5)	0.81	8.1	0.5 ( $\pm$ 0.010)	6

ND: no determinado.

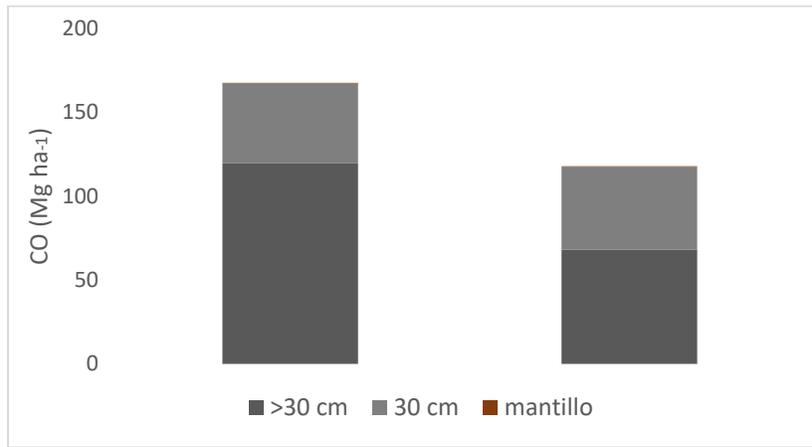
En el Phaeozem, el COS disminuye del horizonte superficial hacia el horizonte subsuperficial (en promedio cuatro veces menos), pero se mantiene similar hacia lo profundo del perfil con rangos de 17 g kg<sup>-1</sup> a 21 g kg<sup>-1</sup> (27-100 cm). Mientras que en el Luvisol el CO disminuye de manera abrupta del horizonte superficial hacia horizontes subsuperficial, con rangos de 8 g kg<sup>-1</sup> a 2.8 g kg<sup>-1</sup> (16-130 cm), lo que equivale a quince veces menos respecto al horizonte superficial (Tabla 4.5 y figura 4.4 a)).

Además, se encontró que el mayor almacén de COS se encuentra a partir de los horizontes B tanto del Phaeozem como del Luvisol. De manera particular se observó que en Lma, en promedio presentan la siguiente proporción de almacén; en el horizonte superficial  $33 \text{ Mg ha}^{-1}$  (Ah, 20.5%); en los horizontes subyacentes  $6 \text{ Mg ha}^{-1}$  (A1, 3.8%); en los subsuperficiales  $13 \text{ Mg ha}^{-1}$  (A2, 8.8%); y finalmente en el horizonte más profundo  $115 \text{ Mg ha}^{-1}$  (B, 66.5%). Es decir, el mayor almacén de CO del Phaeozem se encuentra a partir de los 34 cm de profundidad. Mientras que, en Lmb el Luvisol en su horizonte superficial representa  $13 \text{ Mg ha}^{-1}$  (A, 11.3%) del COS; el horizonte subyacente  $25 \text{ Mg ha}^{-1}$  (AB, 21.2%); seguido de una disminución en el horizonte E con  $11 \text{ Mg ha}^{-1}$  (9%); y en los horizontes subsuperficiales  $40 \text{ Mg ha}^{-1}$  (Bt1, 34.4%),  $20 \text{ Mg ha}^{-1}$  (Bt2, 16.6%) y  $8 \text{ Mg ha}^{-1}$  (Bt3, 6.9%) (Figura 4.4 b)).



**Figura 4.4. a)** Distribución del CO respecto a la profundidad del perfil. **b)** Proporción del CO que almacena cada perfil por horizonte, tomando en cuenta la densidad aparente y pedregosidad en el Phaeozem y Luvisol de Lma y Lmb respectivamente.

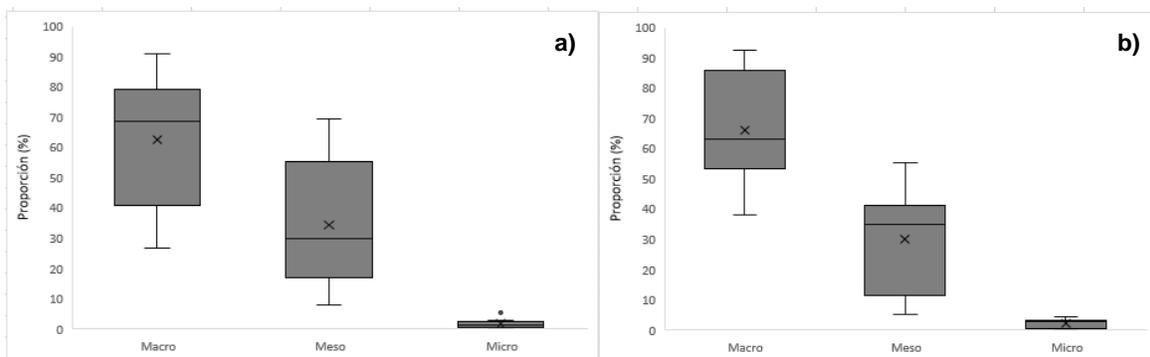
Se determinó que el almacén total de CO del Phaeozem fue de  $167.6 \text{ Mg ha}^{-1}$  de Lma, y en el Luvisol de Lmb  $117.9 \text{ Mg ha}^{-1}$ . Para los dos perfiles el mayor almacén de COS se encuentra después de los 30 cm de profundidad, del cual Lma representa el 69%, y en Lmb 58% del COS total (Figura 4.5).



**Figura 4.5** Almacén de CO a partir de los 30 cm de profundidad, en los primeros 30 cm y en el horizonte orgánico (mantillo). Del Phaeozem (izquierdo) y Luvisol (derecho).

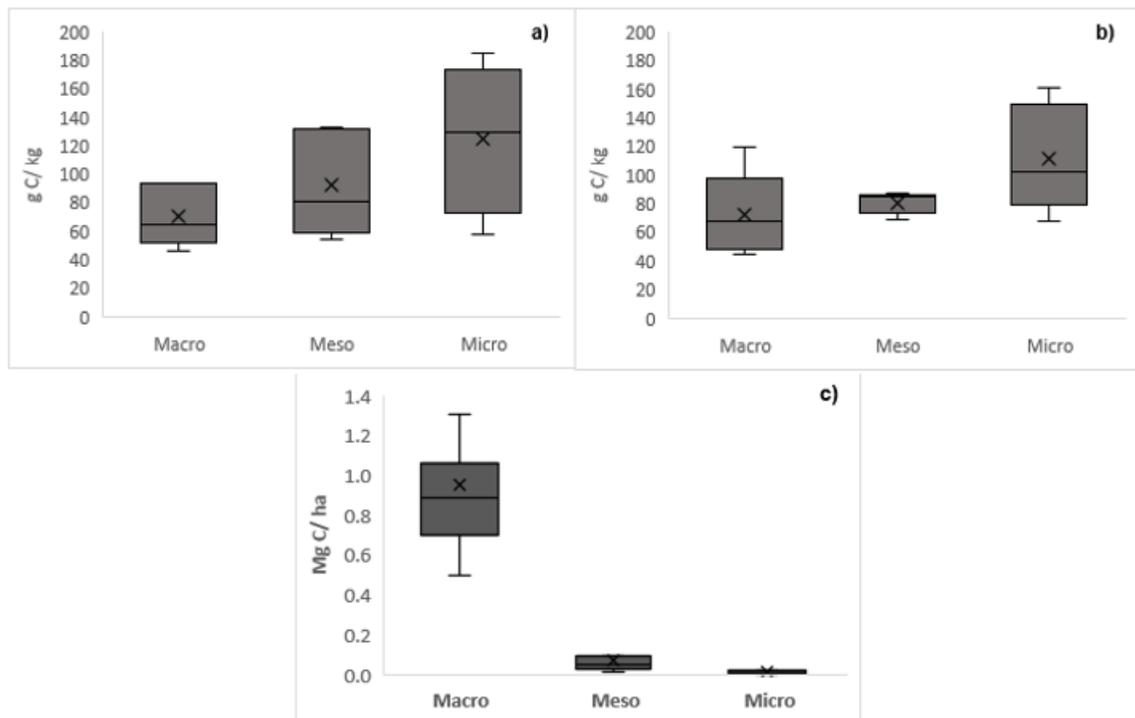
### 4.3. Concentración de carbono y estabilidad física de los agregados

Los resultados de estabilidad física mostraron que los macro agregados se encuentran en mayor proporción, seguido de los meso agregados y en menor medida los micro agregados, esta tendencia se observó de manera similar en Lma y Lmb (Figura 4.6). En este sentido y con base a Kumari et al. (2011), los agregados presentan una estabilidad muy alta con valores de 0.93 en ambas posiciones de la ladera.



**Figura 4.6.** Proporción entre tamaño de agregados macro, meso y micro para **a)** Lma y **b)** Lmb.

El análisis de concentración de CO en los agregados del suelo mostró diferencias significativas entre los tamaños de agregados ( $P < 0.05$ ; Anexo 4.5) y una tendencia negativa con el tamaño, es decir a menor tamaño del agregado hay una mayor cantidad de carbono. De manera particular el contenido de CO en los micro agregados es mayor que en los meso agregados y estos a su vez mayor que en los macro agregados (Figura 4.7 **a)** y **b)**). Por otro lado, el análisis de almacén, que toma en cuenta a la proporción de agregados, mostró que incrementa a medida que aumenta el tamaño del agregado, de tal forma que, a diferencia del contenido, el almacén de CO tuvo una tendencia positiva (Figura 4.7 **c)**).



**Figura 4.7.** Contenido de CO en cada uno de los tamaños de agregados para Lma **a)** y Lmb **b)**; así como la proporción de almacén de CO para ambas laderas tomando en cuenta la proporción de agregados **c)**.

#### 4.4. Estabilidad química del CO y grado de humificación

En general se observó que el horizonte superficial contiene la mayor cantidad de carbono en todas las fracciones para los dos perfiles. Con excepción del CMPNH en el Luvisol (Tabla 4.6; Anexo 4.6). Además, se encontró que la mayoría de las fracciones del carbono evaluadas tienden a disminuir del horizonte superficial al subsuperficial. De manera particular este patrón cambia en el horizonte A2 del Phaeozem debido al aumento de CAF, y en Bt del Luvisol por el aumento del CMPNH, COD y CHUM (Tabla 4.6; Anexo 4.6).

Respecto a los índices calculados,  $CO_{libre}/CO_{ligado}$  fue  $\leq 0.1$ , debido a que las fracciones ligadas superaron a las libres. En ambos perfiles este índice es mayor hacia horizontes subsuperficiales debido a la disminución del  $CO_{ligado}$ , y en el caso particular del Luvisol, también se debe al aumento del CMPNH. Además, se pudo determinar que el GH fue mayor en Lma que en Lmb. Esto se debió a que el Phaeozem presentó cantidades de carbono más altas tanto en las fracciones libres como en las ligadas, respecto al Luvisol. En este sentido la disminución y el incremento del  $CO_{libre}$  conforme a la profundidad, incide directamente en el aumento y disminución del GH en el Phaeozem y Luvisol respectivamente.

Por otro lado, en el Phaeozem el IH tiende a disminuir conforme aumenta la profundidad, esto se asoció al incremento del CAH y a la disminución de  $CO_{libre}$ ; mientras que en el Luvisol ocurre lo contrario, el IH aumenta debido al incremento del  $CO_{libre}$  y el decremento del CAH y CAF. De manera similar AF/ AH presenta una tendencia inversa entre perfiles debido a la distribución de AF en los horizontes. Finalmente, el índice  $CHUM/CAF+CAH$  tiende a disminuir con la profundidad, excepto en Bt del Luvisol asociado a la acumulación de CHUM en este horizonte (Tabla 4.6).

**Tabla 4.6.** Fracciones de CO y los índices para evaluar la humificación.

Profundidad (cm)	Horizonte	CMPNH	COD	CAF	CAH	CHUM	COT	CO <sub>libre</sub> /CO <sub>ligado</sub>	IH	GH	CAF/ CAH	CHUM/(CAF+AH)
<i>g kg<sup>-1</sup></i>							<i>Índices de humificación</i>					
<b>Ladera media alta. Cambic Phaeozem (Esqueletic, Oxiacuic)</b>												
0-6	Ah	2.1	4.9	23.5	26.7	124.9	182.1	0.04	0.05	88	1.4	2.6
14-27	A1	1.7	1.8	16.6	22.3	19.6	62.0	0.07	0.05	90	0.9	0.6
27-36	A2	1.5	1.6	17.6	17.2	16.1	54.0	0.06	0.04	92	1.4	0.5
<b>Ladera media baja. Chromic Luvisol (Cutanic, Humic, Profundic)</b>												
0-5	A	0.5	3.4	14.2	9.9	70.7	98.7	0.04	0.02	86	1.4	2.9
5--16	AB	0.6	1.8	15.2	6.0	10.7	34.3	0.08	0.03	90	2.5	0.5
16-22	Bt	0.9	2.9	11.0	5.9	12.6	33.2	0.13	0.05	82	1.9	0.7

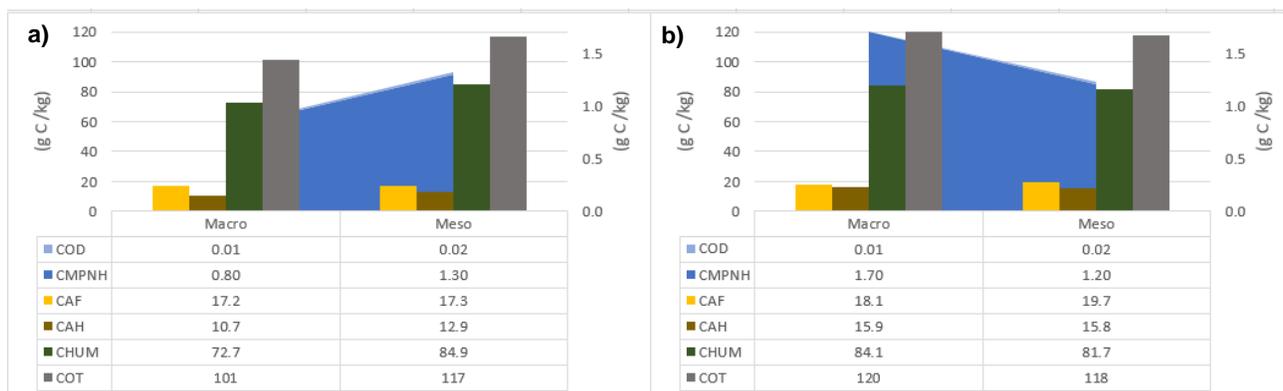
CMPNH: carbono del material particulado no humificado; COD: carbono orgánico disuelto; CAF, CAH y CHUM: carbono orgánico en ácidos fúlvicos, húmicos y huminas respectivamente; COT: carbono orgánico total (suma de las fracciones). IH: índice de humificación; GH: grado de humificación.

En cuanto a las fracciones del carbono dentro de los agregados se encontró que la fracción ligada representa la mayor cantidad de CO (99%), donde el CHUM representa el 72-73% en Lma y 70-69% en Lmb en macro y meso agregados respectivamente; Seguido del CAF con 17-15% en Lma y 15-17% en Lmb en macro y meso agregados respectivamente; Y finalmente pero no muy diferente al CAF, el CAH representa el 11% en macro y meso agregados de Lma y 13% también en ambos tamaños de agregados de Lmb. Por otro lado, el CO<sub>libre</sub> en los agregados representa 1% en promedio, aunque de manera particular el CMPNH fue ligeramente mayor en macro agregados de Lmb en comparación con Lma (Figura 4.8).

**Tabla 4.7.** Fracciones del CO en los agregados del suelo y los índices para evaluar la humificación ± DS.

Agregados	CMPNH	COD	CAF	CAH	CHUM	COT	CO <sub>libre</sub> /CO <sub>ligado</sub>	IH	GH	CAF/ CAH	CHUM/(CAF+AH)	
<i>g kg<sup>-1</sup></i>							<i>Índices de humificación</i>					
<b>Ladera media alta. Cambic Phaeozem (Esqueletic, Oxiacuic)</b>												
Macro	0.8 (0.26)	0.01 (0.01)	17.2 (6)	10.7 (6)	72.7 (34)	101.4	0.01	0.03	97.3	1.6	2.6	
Meso	1.3 (0.4)	0.02 (0.01)	17.3 (6)	13 (6)	84.9 (44)	116.5	0.02	0.05	95	1.3	2.8	
<b>Ladera media baja. Chromic Luvisol (Cutanic, Humic, Profundic)</b>												
Macro	1.7 (0.4)	0.01 (0.0)	18.1 (4)	15.9 (10)	84.1 (47)	119.8	0.02	0.06	97.2	1.1	2.5	
Meso	1.2 (0.59)	0.02 (0.01)	19.7 (6)	15.8 (9)	81.7 (25)	118.4	0.01	0.04	96.7	1.2	2.3	

CMPNH: carbono de material particulado no humificado; COD: carbono orgánico disuelto; CAF, CAH y CHUM: carbono orgánico en ácidos fúlvicos, húmicos y huminas respectivamente; COT: carbono orgánico total (suma de las fracciones). IH: índice de humificación; GH: grado de humificación.



**Figura 4.8.** Contenido de carbono en las fracciones de COD: carbono orgánico disuelto; y CMPNH: material particulado no humificado; CAF: carbono de ácidos fúlvicos; CAH: carbono de ácidos húmicos; CHUM: carbono de huminas; así como del COT: carbono orgánico total. En meso y macro agregados de Lma **a)** y Lmb **b)**.

En este sentido los análisis de correlación mostraron que, en los macro agregados el CAF y el  $CO_{libre}$  presentaron una fuerte relación positiva con el CHUM ( $R^2 > 0.8$ ). Es decir, que en la formación de los macro agregados cuando la fracción con menor grado de humificación incrementa, también aumenta la fracción con mayor grado de humificación. Además, dentro del  $CO_{ligado}$  el que mayor influencia tuvo en el índice  $CHUM/CAF+CAH$  fue el CHUM, debido a que fue la fracción que presentó correlación fuerte y positiva ( $R^2 > 0.8$ ). También es importante señalar que el GH mostró una correlación media y positiva con la proporción de los macro agregados ( $R^2 = 0.7$ ) (Tabla 4.8 **a**); Tabla 4.7).

Por otro lado, en los meso agregados el CHUM se relacionó fuertemente y de manera positiva con CAF y el GH ( $R^2 > 0.8$ ), mientras que las correlaciones fuertes y negativas fueron entre el  $CO_{libre}$  con el índice  $CHUM/CAF+CAH$  ( $R^2 = -0.8$ ). Es importante denotar que, a diferencia de los macro agregados, los meso agregados mostraron que el índice  $CHUM/CAF+CAH$  se relacionó en menor medida con CHUM ( $R^2 = 0.7$ ) y en cambio se correlacionó fuertemente con CAF/CAH ( $R^2 > 0.8$ ) (Tabla 4.8 **b**).

**Tabla 4.8.** Matriz de correlación entre la proporción del agregado, las fracciones de C y los índices de humificación en **a)** macro agregados y **b)** meso agregados.

**a)**

	Proporción	CAH	CAF	CHUM	CO libre	COD	IH	GH	CAF/CAH	CHUM/ (CAF+CAH)
Proporción	1.000									
CAH	.582	1.000								
CAF	.113	.312	1.000							
CHUM	.003	.452	.863	1.000						
CO libre	-.144	.323	.824	.966	1.000					
COD	.123	.498	.745	.680	.750	1.000				
IH	-.686	-.504	-.379	-.045	.126	-.239	1.000			
GH	.686	.503	.379	.045	-.126	.238	-1.000	1.000		
CAF/CAH	-.220	-.631	.320	.060	.015	-.294	-.086	.087	1.000	
CHUM/ (CAF+CAH)	-.306	.021	.593	.828	.808	.220	.350	-.350	.342	1.000

**b)**

	Proporción	CAH	CAF	CHUM	CO ligero	COD	IH	GH	CAF/CAH	CHUM/ (CAF+CAH)
Proporción	1.000									
CAH	-.768	1.000								
CAF	-.047	.028	1.000							
CHUM	.039	-.020	.860	1.000						
CO libre	-.288	.298	-.183	-.606	1.000					
COD	.564	-.658	-.349	-.097	-.208	1.000				
IH	.123	-.163	-.776	-.870	.623	.488	1.000			
GH	-.124	.164	.776	.870	-.623	-.488	-1.000	1.000		
CAF/CAH	.522	-.666	.666	.735	-.499	.384	-.461	.461	1.000	
CHUM/ (CAF+CAH)	.473	-.553	.417	.740	-.893	.393	-.586	.586	.831	1.000

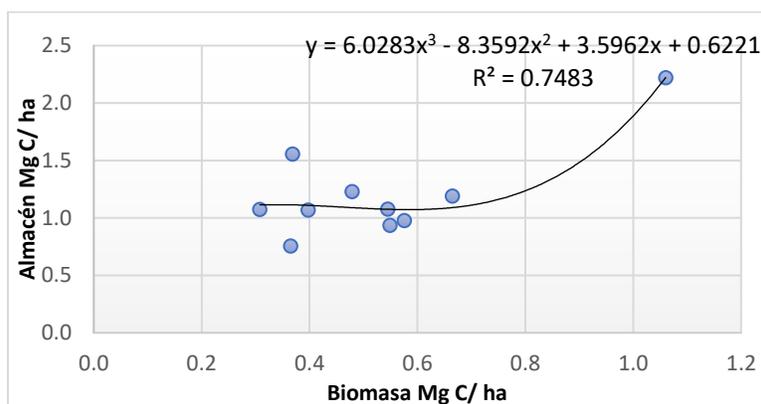
Número de  
muestras 9

± .666 Valor crítico de r .05

± .798 Valor crítico de r .01

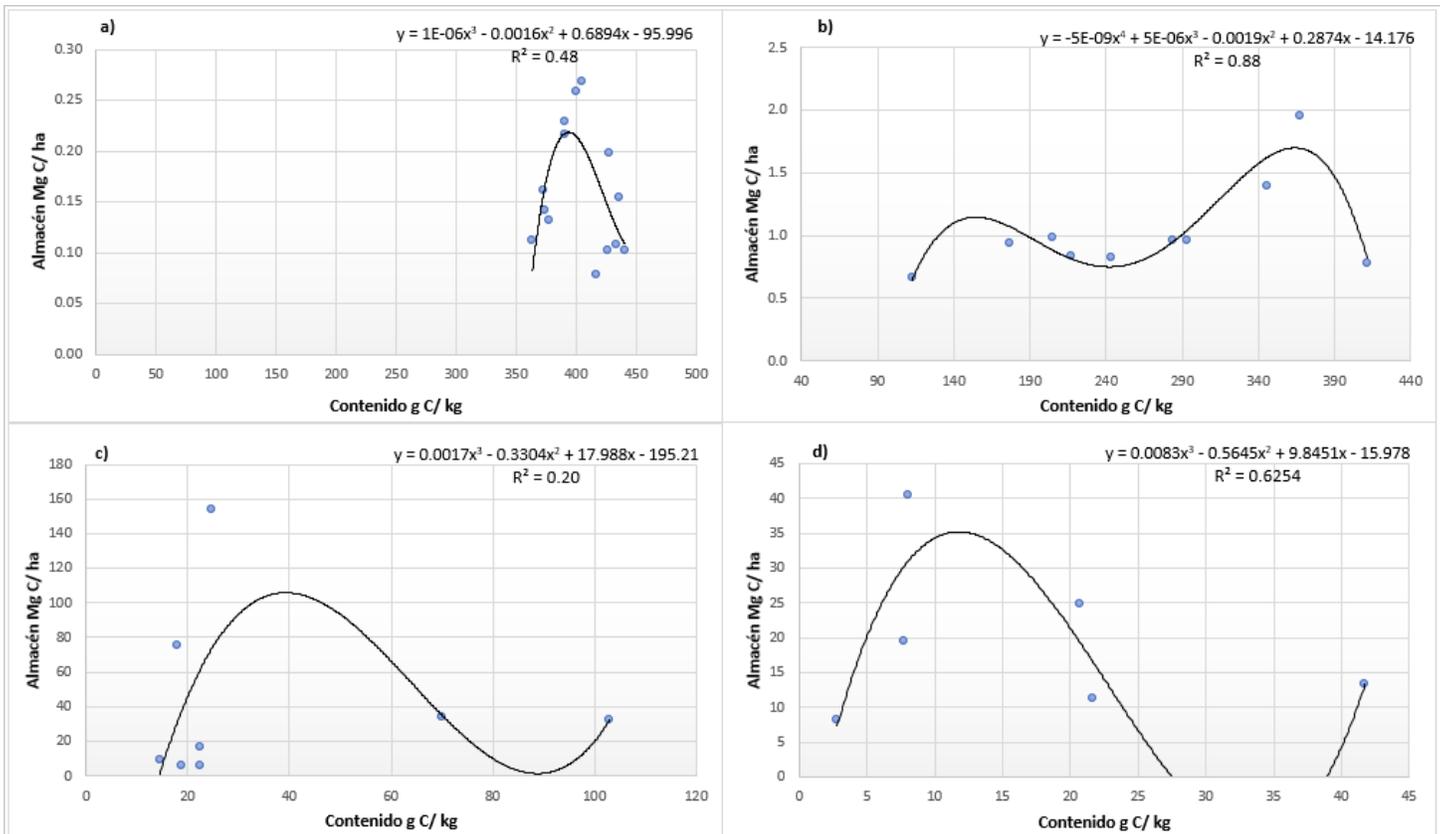
## 4.5 Relación entre almacenes del COS en BMM

El almacén de COS presentó una relación positiva con la biomasa del mantillo, y una dinámica cíclica, que se explica con el comportamiento polinómico que se demostró con el mejor ajuste de la ( $R^2 = 0.7$ ). De manera particular se observó que cuando la biomasa tiene rangos de 0.4 y 0.7  $\text{Mg C ha}^{-1}$  el almacén total de COS aumenta y disminuye, es decir, no tiene un comportamiento lineal. Y fue hasta una biomasa de 1, cuando se alcanzó el mayor almacén de COS con  $1.2 \text{ Mg C ha}^{-1}$  (Figura 4.9).



**Figura 4.9.** Relación entre almacén total de CO (suma de mantillo y horizonte superficial) y la biomasa del mantillo.

Por otro lado, se comprobó que la relación que mejor se ajustó entre el contenido y el almacén de CO es la cúbica, lo que sugiere un comportamiento cíclico; es decir que ambas variables aumentan y disminuyen de manera dinámica y no lineal. De manera específica esta relación fue más fuerte en los agregados del suelo con  $R^2 = 0.88$  (Figura 4.10 **b**); seguida del Luvisol  $R^2 = 0.62$  (Figura 4.10 **d**); en menor medida en el mantillo con  $R^2 = 0.48$  (Figura 4.10 **a**); y el Phaeozem donde la relación fue muy débil  $R^2 = 0.2$  (Figura 4.10 **c**).



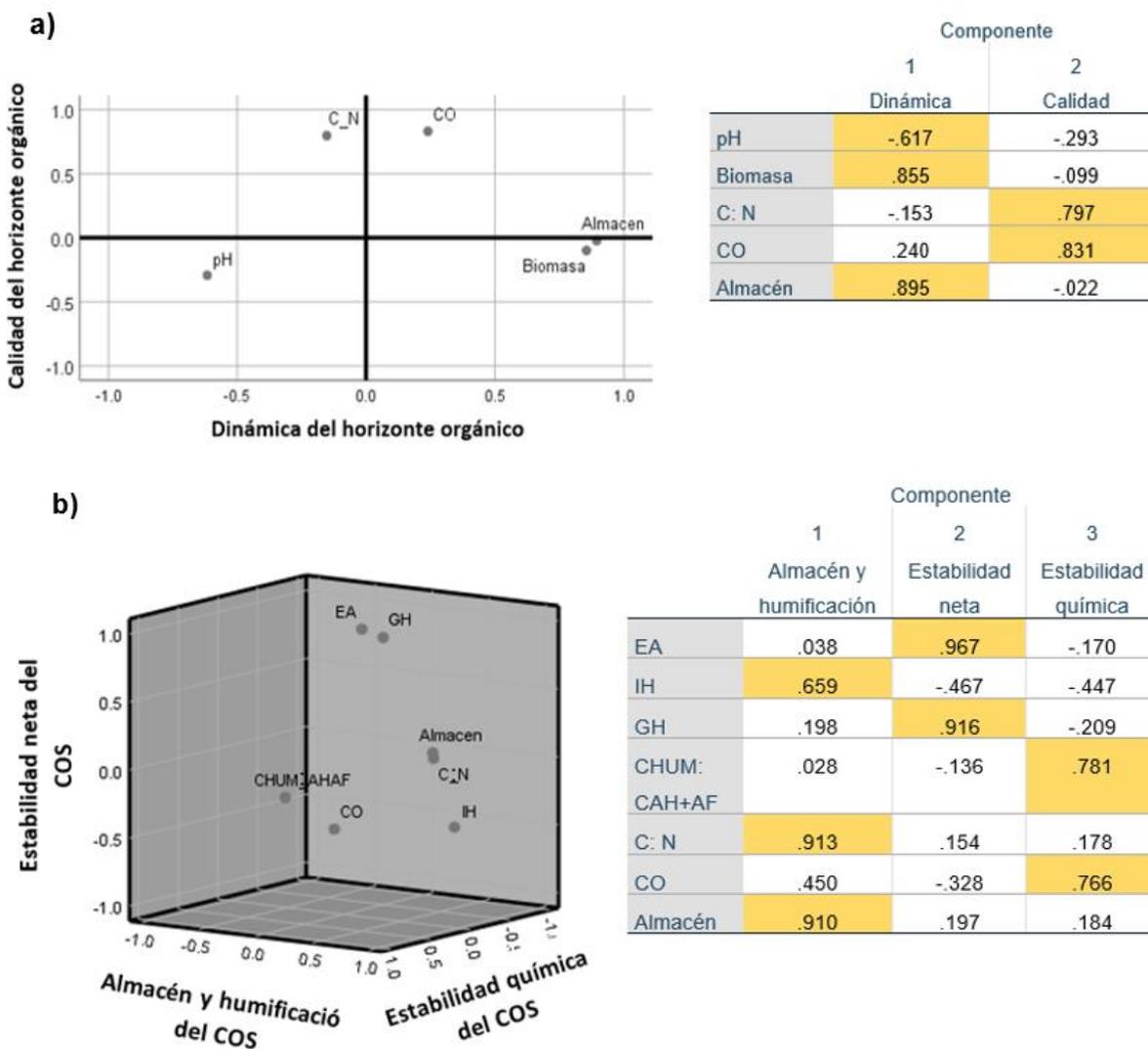
**Figura 4.10.** Relación entre almacén y contenido de CO en los diferentes reservorios del suelo: **a)** mantillo; **b)** agregados; **c)** horizontes del suelo Lma; **d)** horizontes del suelo Lmb.

Finalmente el análisis de componentes principales mostró que, los parámetros del mantillo asociados a la acumulación y transformación del CO, presentaron dos componentes, el primero llamado *Dinámica del horizonte orgánico*, conformado por el almacén de COS, la biomasa del mantillo y de manera negativa el pH del mantillo; y el segundo se estableció como *Calidad del horizonte orgánico* debido a que agrupa al C:N y a la concentración de CO en el mantillo.

Por otro lado, las variables evaluadas para determinar la estabilidad del carbono en el epipedón, agruparon al almacén de COS, al C:N y al IH, en un componente que se designó como *Almacén y humificación del COS*; el segundo se nombró *Estabilidad neta del COS*, que agrupó al grado de humificación (GH) y a la estabilidad de agregados (EA); y el tercer componente *Estabilidad química del COS*,

constituido por la concentración de CO dentro de los agregados y la relación entre las fracciones del C<sub>org</sub> (CHUM/ CAH+CAH) (Tabla 4.9).

**Tabla 4.9.** Análisis de componentes principales para los indicadores de estabilidad física y química del almacén de COS en los reservorios del **a)** mantillo y **b)** agregados del suelo.



En amarillo se resaltan las variables que se agrupan en el componente correspondiente.

## Capítulo 5 Discusión

### 5.1. Tipo de humus y almacén de carbono en horizontes orgánicos del suelo

El almacén de COS depende de la calidad y cantidad de biomasa en el horizonte orgánico que conforma al tipo de humus, factores que determinan su dinámica de acumulación y transformación en la superficie del suelo forestal (Moyano et al., 2004; Gallardo, 2011). En este sentido, los valores altos en C:N que presentó el horizonte orgánico (Tabla 4.2), se consideran como indicador de una tasa de descomposición lenta de los residuos orgánicos del suelo (Castellanos y León, 2010). Y está asociada a su composición que provienen principalmente de hojas de *Quercus*, de las cuales es conocido su alto contenido de lignina (35%), clasificación rica en carbono que proporciona relaciones lignina:N de 50, dándole así un carácter recalcitrante, y como resultado tasas de descomposición lentas (Rocha y Ramírez, 2009; Gaspar et al., 2015).

De manera general, con base en que  $C:N > 25$  es indicador de residuos recalcitrantes, se clasificó a los horizontes orgánicos como humus tipo Mor (Siebe et al., 2006). De manera particular, tomando en cuenta la clasificación de Zanella et al. (2011), que considera las relaciones entre las características morfológicas, biológicas y físico-químicas de las formas de humus, se confirma que el horizonte orgánico del presente trabajo corresponde al tipo de humus Mor, debido a dos aseveraciones que describen los autores: 1) El horizonte Oh es característico de la actividad biológica zoogénica, es decir, por parte de lombrices y microartrópodos principalmente ácaros y colémbolos (Yakovenko y Zhukov, 2021); y 2) La presencia de hifas en el horizonte Of es un indicador de actividad fúngica que producen enzimas del grupo de las celulasas y peroxidases asociadas a la lenta descomposición de la MOS. Por lo tanto, en este suelo forestal la falta de diferenciación del horizonte Oh, aunado a la presencia de hifas en el horizonte Of (Tabla 4.1), se asocia con procesos de humificación y acumulación de COS.

Debido a estas características físicas químicas y biológicas del humus tipo Mor en los suelos del presente trabajo, se puede considerar que la actividad biológica en el mantillo se debe principalmente a los hongos. De manera particular, son pocos los

organismos edáficos que tienen la capacidad de producir ácidos orgánicos y enzimas que transformen los residuos orgánicos con carácter recalcitrante (C: N > 25) (Ortiz, 2009; Osorio, 2012). En este sentido diversos estudios han relacionado de manera positiva la descomposición de los residuos orgánicos recalcitrantes con la biomasa fúngica, debido a que los hongos producen enzimas como la lactasa que degrada a los compuestos más difíciles de transformar, por lo tanto, son los descomponedores en etapas tardías de este proceso (Papa et al., 2008; Deangelis et al., 2013).

La biomasa del mantillo es el resultado de la productividad primaria neta, así como de los procesos de acumulación y descomposición de los residuos orgánicos, que influye directamente en el almacén de COS y constituye la fuente de energía de los microorganismos consumidores primarios (Moyano et al., 2004). En este sentido el horizonte orgánico presenta acumulación de 2.5 cm (Tabla 4.2), que se considera dentro del rango del mantillo de 2 a 43 cm, reportados para otros BMM (Wilcke et al., 2002). Esta acumulación en los horizontes Oi y Of se asocia a los compuestos recalcitrantes que provienen principalmente de los residuos orgánicos de *Quercus*, lo que favorece procesos de transformación como de acumulación (Andivia et al., 2016).

Sin embargo, la biomasa de  $1.06 \text{ Mg ha}^{-1}$  fue baja en comparación a la biomasa de  $5.2 \text{ Mg ha}^{-1}$  en BMM de la Sierra Norte de Oaxaca (SNO) en una altitud de 1500 msnm y que también presenta aporte de residuos de *Quercus* (Álvarez et al., 2013). Esto se puede asociar a la pérdida de los residuos relacionada a la pendiente muy escarpada de la ladera, y en consecuencia el aumento significativo de la biomasa de Lmb respecto a Lma ( $P < 0.05$ ; Anexo 4.1 **C**). Sin embargo, la biomasa de Of permanece constante entre ambas zonas de la ladera, lo cual sugiere la estabilización conforme a la transformación de los residuos. Esto se debe a la humedad que mantienen estos bosques, condición que promueve la conectividad entre las hifas de hongos, que favorecen la cohesión entre partículas y, en consecuencia, el horizonte Of no pierde biomasa durante los procesos de arrastre (Lodge et al., 2014). Además, la precipitación media anual en la SNO es mayor que en la RBSG, 5800 mm y 1200 mm respectivamente (Rzedowski y Palacios, 1977; Soto y Jauregui, 1979), esta condición de humedad hace que en la RBSG los

procesos de transformación de los residuos orgánicos sean más rápidos y por lo tanto que la biomasa sea menor que en la SNO (Wilcke et al., 2002; Cusack et al., 2008; Sierra et al., 2015).

En este sentido la biomasa fue el factor limitante para el almacén de CO en el horizonte orgánico del suelo, ya que este reservorio presentó diez y seis veces menos CO en L<sub>ma</sub> y L<sub>mb</sub> respectivamente (Figura 4.2), comparado con lo reportado para BMM de la SNO (Álvarez et al., 2012). Sin embargo, en cuanto al contenido de CO se observan valores importantes (Tabla 4.2), rangos que son similares a los que se reportan para otros BMM de 428 a 463 g kg<sup>-1</sup> (Beck et al., 2008). Esto se debe a que el almacén de CO en el mantillo tiene una relación fuerte con la biomasa (Anexo 4.2). Mientras que con el contenido de carbono sigue un comportamiento cíclico, donde el contenido y almacén aumentan hasta los 400 g C kg<sup>-1</sup> y 0.3 Mg C ha<sup>-1</sup> respectivamente, a partir de esta condición se regulan, es decir no siguen aumentando continuamente (Figura 4.10 a)).

La relación negativa entre C:N y el almacén sugiere que la dinámica del COS es determinada, en gran medida, por la calidad del mantillo (Anexo 4.2). De manera específica la disminución del N en los residuos orgánicos influyó en el aumento de la relación C:N, esta condición recalcitrante incide en una menor tasa de descomposición, en consecuencia hay un aumento en O<sub>I</sub> y O<sub>f</sub> con una baja acumulación de O<sub>h</sub> (Álvarez, 2001; Gamarra et al., 2017). La dinámica del COS también se ve regulada por el incremento de MOS, que influye en una mayor actividad biológica, favoreciendo su retorno a la atmósfera. Sin embargo, el aporte de residuos orgánicos continúa, y por lo tanto un mayor aumento en el contenido de COS incide en que el almacén vuelva a incrementar, y sucesivamente se vuelve a regular por la actividad biológica (Blum, 1993; FAO, 2002; Berg y Mc Clougherty, 2008). Este comportamiento cíclico se ha reportado para la dinámica anual (durante todas las estaciones) de otros elementos como el nitrógeno y fósforo que componen a los residuos orgánicos de *Quercus spp.*, (Bockheim et al., 1991).

Se pudo observar que la distribución del CO en el suelo se asocia a la transformación del humus Mor, y favorece el almacén de COS mediante los procesos de acumulación. Esto se confirma con su dinámica en los horizontes orgánicos, que muestran el mayor contenido de CO en O<sub>I</sub>, y conforme avanza su

transformación, disminuye considerablemente, 30% en promedio (Tabla 4.2), a la par de un importante aumento en el almacén de CO (Figura 4.2). Esto se debe a la distribución del CO hacia horizontes subsuperficiales orgánicos y minerales, como se describe en el capítulo 5.2 (Zerva y Mencuccini, 2005).

Se concluye que, en el horizonte orgánico la biomasa acumulada es baja con respecto a otros BMM, a pesar de esto los procesos de descomposición atribuidos a la baja calidad de los residuos orgánicos (C:N alta y condiciones de pH ácidas), promueven la acumulación de COS, dando origen a un humus tipo Mor. La mayor biomasa en Of sugiere una estabilización del humus asociada a la conectividad entre hifas que se favorece por la condición de humedad alta característica de los BMM. Por lo tanto, la presencia del humus Mor permite considerar que tengan lugar procesos importantes de almacén de COS.

## 5.2. Almacén de carbono en horizontes minerales del suelo

Tabla 5.1. Reservorio de carbono en suelos de BMM en México.

Almacén de COS (Mg C ha <sup>-1</sup> )			Región	Fuente
Promedio	Mínimo	Máximo		
105	—	—	México	Segura et al. 2005
122	92	152	Michoacán	Olivares et al. 2016
143	137	149	Veracruz	Bautista et al. 2016
290	118	461	Chiapas	De Jong et al. 1999
189	158	220	Oaxaca	Álvarez et al. 2013

Con base en los datos de la tabla 5.1, el almacén de COS en BMM se puede clasificar como bajo cuando es <100 Mg C ha<sup>-1</sup>, medio de 100 a 200 Mg C ha<sup>-1</sup> y alto cuando es >200 Mg C ha<sup>-1</sup>. Por lo tanto, el almacén de COS de 167 y 117 Mg C ha<sup>-1</sup> para Lma y Lmb respectivamente corresponde a un valor medio. En este sentido el espesor de los horizontes fue el factor limitante para que calificara con los más altos almacenes, ya que el mayor contenido de COS se encuentra en los

primeros 30 cm, correspondiendo a los horizontes con menor grosor (Anexo 4.4; Figuras 4.4 y 4.5). Esto confirma por un lado que, el aporte de CO del mantillo hacia los horizontes minerales del suelo es de suma importancia. Además, contrario de lo que proponen Poeplau et al. (2017); y Morfín et al. (2015), se determina que en estos suelos la pedregosidad no influye de manera significativa en el almacén de CO, a pesar de que presentan un calificador esquelético en Lma con 60% de presencia de rocas después de los primeros 10 cm, y 10% después de los 70 cm en Lmb (Anexo 4.4; Tabla 4.3).

El contenido de COS (Tabla 4.5), por otra parte, se considera alto (> 6% en los primeros 10 cm) (WRB, 2006; Porta, 2008). De manera específica, Lma y Lmb tienen 5 y 3 % más de COS respectivamente en los primeros 20 cm en comparación con un bosque de liquidámbar en la Sierra Norte de Oaxaca donde también se desarrollan Phaeozem y Luvisol (Vergara et al., 2004). En este sentido se ha reportado que en bosques templados de *Quercus* los Andosoles son los que presentan mayor almacén de COS 302.6 Mg C ha<sup>-1</sup>, por un lado, debido a que favorecen la formación de complejos órgano-minerales, los cuales promueven la estabilización del COS (De Johnson, 2002; Galicia et al., 2016); y por otro lado a que las condiciones climáticas favorecen la acumulación, de manera específica, en la exposición SSE del sitio de estudio el aporte de humedad es más alto asociado a las corrientes que provienen del Océano Atlántico (Montaña et al., 1988). Sin embargo, aunque el almacén de COS en los Andosoles es alto, el contenido es menor (mínimo 0.6% y máximo 8.5%) (Galicia et al., 2016) en comparación con el BMM del presente trabajo (mínimo 1.8 % y máximo 10%) (Tabla 4.5). De manera similar sucede con los BMM de Oaxaca, donde el almacén es mayor, pero el contenido de COS (mínima de 0.2 y máxima de 11.6) es comparable con nuestros suelos (Olivares et al., 2016).

Por otro lado, la relación entre el almacén y el contenido de COS sigue un comportamiento cíclico. De manera específica se observa que ambas variables aumentan, posteriormente en Lma y Lmb cuando el contenido alcanza los 40 y 20 g C kg<sup>-1</sup> respectivamente, el almacén disminuye; es hasta los 100 y 40 g C kg<sup>-1</sup> respectivamente, que el almacén otra vez tiende a aumentar (Figura 4.10 **c**) y **d**). Esto sugiere que el COS es regulado por su distribución vertical en los horizontes

del suelo, asociado a los procesos de formación del Phaeozem y Luvisol como la acumulación de MOS y el enriquecimiento de arcillas respectivamente, donde la zona biológicamente más activa contiene la mayor cantidad de COS, y se transloca alrededor de 1 m de profundidad. Este comportamiento cíclico también se ha descrito para el COS respecto a los parámetros físicos y químicos del suelo, así como para la dinámica del COS respecto a la profundidad del suelo, donde el modelo que mejor se ajusta es el cúbico (Koul y Panwar, 2012; Mora et al., 2014).

En cuanto a la dinámica del COS respecto a la profundidad, el mayor contenido de COS se encuentra en los primeros 20 cm (Figura 4.4 **a**)), patrón que también siguen otros BMM de México, por lo que el epipedón es considerado uno de los más importantes reservorios de CO (Vergara et al., 2004; Olivares et al., 2006). Sin embargo, el almacén de COS fue mayor en los horizontes subsuperficiales, como ocurre en suelos de bosques tropicales, donde el 50% del COS se almacena después de los 30 cm (Campo et al., 2016). Esto se debe al grosor de los horizontes y a la densidad aparente, variables que tendieron a incrementar conforme a la profundidad (Tabla 4.4, Anexo 4.4). De manera específica, la baja DA ( $<1 \text{ g cm}^3$ ) se relacionó con un contenido mayor de COS ( $r= 0.8$ ; Anexo 4.4). Esto se debe a que la densidad representa a la masa que hay en la fracción sólida del suelo en un volumen determinado, de forma que, la MOS al tener menor masa en un mayor volumen, propicia su menor DA, al contrario de las fracciones minerales (Álvarez et al. 2012).

Se concluye que el suelo contiene cantidades altas de COS, equivalentes a las concentraciones más altas que se han reportado en BMM, lo que se asocia a la humificación de los residuos orgánicos provenientes del mantillo. En este sentido el aporte de MOS es un factor formador que influye en los procesos de desarrollo del Phaeozem y del Luvisol, en Lma y Lmb respectivamente. De manera particular se descarta la translocación de material asociada a la pendiente escarpada de la ladera. En cambio, se describe un comportamiento cíclico entre el contenido y el almacén, de forma que la distribución del COS sigue una dirección hacia lo profundo del suelo, donde se retiene preferentemente en los primeros 20 cm (76% en promedio), debido a que el epipedón es la zona donde se favorecen los procesos de humificación. Mientras que en horizontes subsuperficiales se contribuye en

mayor medida al almacén de COS (67% en promedio), asociado a la relación fuerte y positiva con el grosor de los horizontes.

### 5.3. Almacén de carbono y estabilidad de los agregados

Uno de los procesos más importantes para el almacén de COS es la estabilización física que se da por medio de la agregación del suelo, debido principalmente a la unión entre partículas orgánicas y minerales que brindan protección al COS (Six et al., 2002). En este sentido se observó que los agregados almacenan importantes cantidades, en promedio 92 g C kg<sup>-1</sup>, en comparación a lo que se reporta en agregados de bosques de *Quercus* en el estado de México con 20 g C kg<sup>-1</sup> (Barrales et al., 2020). Esto se puede deber a que la temperatura en el BMM es más alta (Capítulo 3), factor que promueve la actividad biológica y en consecuencia mayor producción de compuestos orgánicos como polisacáridos, agentes de unión entre agregados que influyen en la estabilización del COS (Tisdall y Oades, 1982; Coleman, 2004).

De manera específica estudiar la concentración del COS en los distintos tamaños de agregados proporciona información sobre su dinámica y almacén (Low, 1972; Cambardella y Elliott, 1994). En este sentido los agregados con mayor contenido de COS fueron los de tamaño micro, seguido de los meso y macro con 119, 87 y 72 g C kg<sup>-1</sup> respectivamente (Figura 4.7). Esto se debe a que en los micro agregados los enlaces iónicos y polares que unen a los compuestos órgano-minerales mantiene una distancia más estrecha (Vargas y Hattory, 1990; Jastrow et al., 1996), lo que hace una distribución de poros más pequeños y por lo tanto menor retorno de COS a la atmósfera (Vargas y Hattory, 1990). De tal forma que estos resultados indican que la mayor cantidad de COS está almacenada a largo plazo de manera estable en el suelo (Díaz et al., 2008; Roldán et al., 2012).

Además, la dinámica entre el contenido de COS y su almacén en los agregados del suelo siguen un comportamiento cíclico. Esta relación polinómica se ajustó mejor que en el mantillo y en los perfiles del suelo (Figura 4.10 **b**)), lo cual sugiere que el COS dentro de los agregados aumenta y disminuye de manera más dinámica pero también con mayor regulación. Esto se puede asociar a que los procesos de agregación dependen de la actividad biológica (Six et al., 2002). De manera

específica, por medio de la producción de enzimas y subproductos de la humificación el tamaño de los agregados aumenta paulatinamente, a la par que el almacén de COS se incrementa, su contenido puede llegar a disminuir debido a que es regulado por los ciclos biogeoquímicos del sistema forestal, donde el carbono es fuente de energía para la fauna edáfica y mediante su respiración retorna a la atmósfera en forma de CO<sub>2</sub> (Vargas y Hattory, 1990). Debido a esto no se observa una relación lineal entre el contenido y el almacén de COS.

Por otro lado, se ha estudiado que hay una relación positiva entre el almacén de COS y el grado de estabilidad en los agregados (EA) (Lupi et al., 2007). En este sentido la EA con valores de 0.93, es mayor a lo que Kumari et al. (2011) reportan como alto (0.7). Con base en esto, de manera general se considera que el suelo del BMM presenta alto potencial de estabilización de COS. De manera específica la mayor proporción de macro y meso agregados (65 y 33 % respectivamente) en comparación con los microagregados (2%) (Figura 4.6), se considera como un indicador de suelos con alto grado de agregación y estabilidad (Tisdall y Oades, 1982; Torres et al., 2013). Esto se debe a que para favorecer la persistencia de agregados de tamaños más grandes es necesario mantener la adhesión y complejación entre las partículas y los procesos de agregación como la actividad biológica (Kumari et al., 2011). En particular la producción de compuestos orgánicos provenientes de esta actividad como los polisacáridos, se ha asociado con una mayor proporción de macro agregados, debido a una mejor cohesión entre agregados de menor tamaño y en consecuencia la formación de agregados más grandes (Coleman, 2004).

En este sentido la estructura granular en los horizontes Ah y A (Tabla 4.3) fue uno de los indicadores de una bioestructura con alto grado de desarrollo y procesos importantes de agregación y humificación por parte de los organismos (Ríos et al., 2010). También la abundancia de raíces de tamaño fino (Tabla 4.3) influyó en la estabilidad física del suelo, asociado a la formación de agregados de mayor tamaño. Esto se puede deber, por un lado, a los exudados de las raíces como polisacáridos que son agentes de unión asociados a la formación de macro agregados (Tisdall y Oades, 1982); y por otro lado, a que los sistemas radiculares van entre tejiendo a las partículas sólidas del suelo, lo que incide en una mayor protección que estabiliza

a los agregados más grandes (Torres et al., 2013). Otro factor que influyó en la estabilidad de los macro agregados fue la textura franca arcillo arenosa y arcillo limosa en los horizontes superficiales del suelo (Tabla 4.4). De manera particular, es probable que las arcillas del sitio sean de tipo 2:1, como las que reportan Krasilnikov y colaboradores (2016) en BMM aledaños al sitio de estudio, lo cual se asocia a la estabilidad alta de los agregados debido a las uniones fuertes que se generan entre la MOS y las arcillas activas (Bruun et al., 2010).

Se concluye que a menor tamaño de agregados la cantidad de COS será mayor debido a que se encuentra físicamente más estable. Sin embargo, debido a algunos factores propios del BMM como las raíces finas, las hifas y las arcillas activas, se favorece la formación de agregados de mayor tamaño, y en consecuencia los macro agregados son los que almacenan la mayor cantidad de CO en estos suelos forestales.

#### 5.4. Almacén y estabilidad química del carbono

La estabilización del carbono y su secuestro se explica mediante el fraccionamiento del COS, ya que nos informa del grado de evolución de la MOS y los procesos químicos de estabilización del COS por humificación (Almendros, 2004). Esto se sustenta mediante el índice de humificación (IH) con valores  $<1$  y el grado de humificación (GH) con porcentajes altos (Figuera et al., 2004). Además las relaciones  $CO_{libre}/CO_{ligado} <1$ ,  $CHUM/CAF+CAH >1$ ; y  $CAF/CAH <1$ , en conjunto son indicadores de macromoléculas recalcitrantes (Lozano et al., 2011), debido a que el  $CO_{libre}$  como la materia orgánica particulada y los carbohidratos que conforman al COD, es consumida por la actividad biológica y una pequeña proporción de esta fracción se polimeriza mediante procesos de humificación, el resultado son moléculas de carbono más complejo que se puede unir con coloides inorgánicos del suelo como las arcillas. Este es el  $CO_{ligado}$  que forma asociaciones organo-minerales que estabilizan al COS a largo plazo (Christensen, 2001; Hernando et al., 2003).

En este sentido los horizontes superficiales presentaron una baja relación de  $CO_{libre}/CO_{ligado}$ , asociada a la abundancia de macromoléculas (95%) (Tabla 4.6). Debido a

esto se consideran importantes procesos de humificación de la MOS, similares a los que se producen en los bosques de *Quercus* (Moyano et al., 2004). De tal forma que, en los suelos forestales, la abundancia de  $CO_{\text{ligado}}$  indica procesos de humificación relacionados a la MOS que se transforma en compuestos coloidales recalcitrantes con un importante grado de evolución, como CHUM, CAH y CAF. Además, en el horizonte Bt del Luvisol no se observó translocación de  $CO_{\text{libre}}$ ; y por tanto se estima que el COS se encuentra químicamente estable (Strickland y Solins, 1987; Arellano et al., 2004).

De manera particular el alto GH, con un rango entre 82 a 92% se debe principalmente a los elevados contenidos de carbono en las huminas (Tabla 4.6), fracción del COS con mayor grado de polimerización y precursora de la formación de complejos órgano-minerales (Duchaufour y Jacquin, 1975). Debido a esto, el proceso de humificación predomina más en comparación con lo que se reporta en otros suelos de BMM, donde los valores de IH y GH oscilan entre 0.27 y 79 respectivamente (Cabrales et al., 2011). Es importante resaltar que el  $IH < 1$  es referente al alto grado de polimerización de los compuestos de la MOS; esto se asocia a la actividad fúngica, debido a que los hongos son los microorganismos edáficos capaces de humificar los residuos orgánicos recalcitrantes (lignina, polifenoles) con alta C:N (>25), como las que presenta el sitio de estudio (Tabla 4.5) En conjunto el IH y el GH evaluados confirman que el COS se encuentra estable (Drewnik, 2006; Deangelis et al., 2013).

Además, se observó que el proceso de humificación predomina en el epipedón, debido al mayor contenido de CHUM en superficie de acuerdo con la relación  $CHUM / (CAF + CAH) > 1$ , mientras que para los horizontes subsuperficiales es  $< 1$ , debido a la disminución en la cantidad de  $CO_{\text{ligado}}$ , principalmente de CHUM. En este sentido estudios sobre la distribución de microorganismos edáficos reportan que los hongos se desarrollan preferentemente en los horizontes superficiales (Rivera et al., 2002), por lo que la humificación disminuye respecto a la profundidad y en consecuencia también la cantidad de  $CO_{\text{ligado}}$  (Lupi et al., 2012). Esta distribución del CHUM, en conjunto con los indicadores IH más bajas y GH más altos que se encontraron en los horizontes A2 y AB de los Phaeozem y del Luvisol (Tabla 4.5 y 4.6), indican que importantes procesos de humificación han tenido lugar en el

epipedón, y que el resultado de la evolución del COS se estabiliza en los horizontes subsuperficiales (Drewnik, 2006).

Por otro lado, la relación CAF/ CAH más alta en A2 y en AB del Phaeozem y Luvisol respectivamente, sugiere que la fracción húmica más móvil se estabiliza en los horizontes subsuperficiales. Esto se debe por una parte a que los AF tiene un comportamiento móvil al solubilizarse tanto en medio ácido como alcalino, y a su mayor concentración de grupos carboxilos en comparación con AH (López et al., 2004; Stevenson, 2008). Y, por otra parte, debido a que en el horizonte superficial tenemos mayor recalcitrancia y estabilidad química del carbono asociadas a la abundancia de huminas, respecto al horizonte subsuperficial con predominio de CAF y CAH. Esto se puede comprobar con los valores más altos del índice CHUM/ CAF+CAH en el horizonte superficial de ambos perfiles. De tal forma que, los indicadores de estabilidad química del COS sugieren que en los primeros 5 cm se llevan a cabo de manera importante procesos de humificación, y en consecuencia es donde se encuentra el mayor nivel de estabilidad del COS (Acosta et al., 2008).

En este sentido la mayor cantidad de carbono que presentó el epipedón (Tabla 4.5) se asocia a su alto grado de estabilidad físico-química, como resultado de procesos de estructuración biogénica (Tabla 4.3). (Six et al., 2002; González y Candás, 2004), debido a que los agregados estuvieron conformados principalmente por CHUM sobre el CAH y CAF (Figura 4.8) Esto nos indica una estabilidad importante del COS, ya que las huminas son la fracción del CO<sub>ligado</sub> que se une con mayor fuerza a los coloides inorgánicos formando asociaciones órgano-minerales que persisten en el tiempo (Christensen, 2001; González y Candás, 2004). En este caso, la estabilidad estructural alta (0.93) de macro agregados, sugiere asociaciones entre las huminas y arcillas activas 2:1, fracción mineral que se ha reportado en la región (Krasilnikov et al., 2016). De tal forma que, la fuerte estabilización del CO puede sustentarse con el IH de 0.09 y el GH de 92%, que en conjunto sugieren que los agregados tienen alta estabilidad química (Almendros et al., 1991; Fontana et al., 2006). Además, es posible que el aporte de huminas heredadas, asociadas a la transformación de los residuos recalcitrantes que aporta la vegetación, hayan influido en la formación de enlaces órgano-minerales para que los agregados

presenten este alto grado de estabilidad y también como precursoras del alto grado de humificación (Duchaufour y Jacquin, 1975; Almendros et al., 1996).

De manera particular en los agregados del suelo las relaciones entre fracciones sugieren una transformación del COS preferentemente a las formas más estables. En este sentido se encontró que  $CHUM/CAF+CAH > 1$ , lo cual indica procesos importantes de humificación que han favorecido el almacén de COS en la fracción más estable (Duchaufour y Jacquin, 1975). La proporción de  $CAF > CAH$  se puede atribuir por un lado al proceso de agregación, donde la formación de macro agregados ( $>2mm$ ) requiere de fracciones orgánicas más dinámicas (Cambardella y Elliott, 1994; Six et al., 2002) y al ser macromoléculas más móviles y solubles que los AH, se pueden asociar a la cohesión entre partículas para dar lugar a macro agregados (Pulido et al., 2009). Esto también se sustenta con la relación positiva ( $R^2 = 0.84$ ) entre el  $CO_{libre}$  y  $CHUM/CAF+CAH$  en macro agregados y negativa ( $R^2 = -0.89$ ) para meso agregados (Tabla 4.8). Lo que sugiere que, el aumento del  $CO_{libre}$  en meso agregados promueve la dinámica en la formación del agregado, y que durante el proceso, se acumulan las fracciones de  $CO_{libre}$  y de  $CO_{ligado}$ . Es decir, la dinámica del carbono se encuentra regulada por los procesos de fragmentación, adhesión de mucílagos con las partículas orgánicas y minerales del suelo, así como la floculación y reacomodo de ellas que dan lugar a los agregados del suelo. Además, la relación positiva entre CAF y CHUM en ambos agregados (Tabla 4.8), comprueba su dinámica (Compitelli et al., 2010).

Se concluye que el GH del COS es muy alto, asociado a las condiciones de humedad en el BMM que permiten la actividad fúngica, microorganismos edáficos que mediante procesos de humificación han transformado el COS en huminas, las fracciones químicamente más estables. Este  $CO_{ligado}$  se une a las arcillas activas del suelo, dando lugar a la formación de macro agregados con alto grado de estabilidad. Debido esto el COS se encuentra protegido de manera física y química. Sin embargo, para asegurar el almacén del COS es de suma importancia mantener el balance en el sistema forestal mediante el cuidado de su vegetación, ya que la zona donde se lleva a cabo esta dinámica es principalmente en los primeros 10 cm, lo que comprende al mantillo y al epipedón.

## 5.5 Dinámica del COS en BMM

El conjunto de indicadores químicos y físicos del mantillo y del epipedón que se relacionan con el almacén de COS describen su comportamiento en la ladera media del BMM mediante componentes principales. De manera específica el componente *Dinámica del horizonte orgánico* sugiere que el aporte de los residuos orgánicos influye directamente en el almacén de COS. Además, indica que las características químicas que definen el pH de la vegetación proveniente de estos bosques también influyen en el almacén de COS. Esto se explica mediante el patrón cíclico que sigue el almacén (Figura 4.9), donde su incremento se debe al aporte de residuos orgánicos y a la descomposición del humus tipo Mor. Por lo tanto, se considera que la pérdida de CO por mineralización se reduce, mientras que se favorece la humificación y acumulación hacia el epipedón que se encuentra en contacto con el mantillo (Wilcke et al., 2002).

En cuanto a un mayor aporte de carbono involucra, por un lado, la presencia de ácidos orgánicos que influye en el pH ácido, además de la liberación de iones hidroxilo ( $H^+$ ) debido a la disociación de óxidos e hidróxidos (Porta et al., 2003; Koul y Panwar, 2012). De manera específica se observó que el almacén de COS incrementó cuando los valores de pH en el mantillo fueron entre 5.3 y 4.5 (Anexo 4.7 a)). Esta condición propicia que los hongos sean los principales transformadores del CO mediante la producción de ácidos orgánicos como el oxálico y butírico, así como enzimas del grupo de las celulasas y peroxidasas, compuestos que favorecen la transformación de moléculas orgánicas de alto peso molecular y el almacén de COS (Ortiz, 2009; Osorio, 2012). Mientras que cuando el pH es mayor, en rangos de 5.3 a 7.2, el aumento y la disminución del almacén se vuelven dinámicas (Anexo 4.7 a)). Esto se asocia a los residuos de *Quercus sp.*, los cuales aportan grupos carboxilos que se comportan como ácidos débiles, donde muy pocos  $H^+$  se disocian, y en consecuencia el pH es más elevado (Tan, 2011). Condición que favorece mayor diversidad de microorganismos edáficos, y al ser más compleja la interacción entre comunidades, la transformación del CO se vuelve más dinámica (Hobara et al., 2014).

Por otro lado, en los agregados del suelo el componente *Almacén y humificación del COS* sugiere que los indicadores de C:N e IH se relacionan de manera positiva con el almacén de COS. Es decir, que la reserva de CO dentro de las formaciones órgano-minerales incrementa cuando C:N está en valores cercanos a 20 y cuando el IH también aumenta asociado a una mayor cantidad de CMPNH; mientras que disminuye cuando C:N desciende con valores cercanos a 10, junto con la disminución del CMPNH. Esto se debe a que el carbono heredado de los residuos recalcitrantes es determinante en la formación de enlaces organo-minerales y en la dinámica del carbono dentro de los agregados (Kleber et al., 2021). En este sentido, se ha descrito para otros bosques, que el aporte de la vegetación y la calidad de sus residuos en el horizonte superficial incide de manera positiva en el CO<sub>libre</sub> y en los procesos de transformación y acumulación del COS, esta fracción del carbono se ha relacionado con el aumento del grado de humificación en horizontes subsuperficiales (González y Candás, 2004).

El componente *Estabilidad neta del COS*, aunque no se relacionó directamente con el almacén de COS, debido a que la dinámica del carbono sigue un patrón cíclico que es regulado por otros factores como la actividad biológica, como se explicó anteriormente. Sugiere que el humus influye en la estabilidad física del suelo, y que a su vez los procesos de agregación regulan la transformación del CO hacia las formas más estables y ligadas. En este sentido Pulido y colaboradores (2009) han reportado una correlación positiva entre el tamaño de los agregados y el CAH y CAF, asociado a la fuerza de unión que proporciona las fracciones húmicas para una mayor agregación, y a la protección que brindan los agregados para que los procesos de humificación continúen. Es decir, la estabilidad física y química del CO se pueden considerar como una sola variable del suelo, ya que ambas comprenden a una misma dimensión (Campitelli et al., 2010). De tal forma que la *Estabilidad neta del COS* se puede aplicar como indicador del potencial que tiene un suelo para estabilizarlo, proporcionando información más completa sobre su transformación y almacén en los agregados.

Finalmente, el componente de *Estabilidad química del COS*, indica importantes procesos de humificación que han favorecido la acumulación de carbono en la fracción más estable (Duchaufour y Jacquin, 1975). Esto se debe a que la fuente de

carbono proviene de una vegetación con abundancia de *Quercus*, y que presenta una alta concentración de lignina (35%), se ha transformado a moléculas de carbono con carácter aromático de alto grado de polimerización (Rocha y Ramírez, 2009; Gaspar et al., 2015). Estas características químicas de la MOS se han relacionado con una mayor estabilidad del COS, asociada a que son moléculas insolubles en agua y a que forman enlaces fuertes con las arcillas, lo cual brinda una mayor resistencia a ser degradados (Six et al. 2006; Álvarez Arteaga et al., 2012).

Se considera que son suelos con un importante potencial de almacén de carbono de largo plazo, debido a que los mecanismos de estabilización son altos, relacionados con los indicadores de GH y EA que son mayores a los de otros BMM en México. En este sentido se señala la importancia de analizar el potencial de almacén de carbono en los suelos de BMM mediante los mecanismos de su estabilización, donde la humificación y agregación contribuyen a la descripción de este proceso. A la par, se demuestra que el almacén de COS depende de la biomasa y calidad del mantillo, por lo tanto, este trabajo resalta la importancia de mantener y conservar los BMM, los cuales se encuentran amenazados, debido a que su distribución en la RBSG es fraccionada y cercana a las zonas de aprovechamiento intensivo, condiciones que hace a estos bosques más susceptibles a la degradación y a perder su reserva de COS.

## Capítulo 6 Conclusiones

1. El Phaeozem y el Luvisol estudiados en la ladera del BMM de la RBSG presentan un almacén de 142 Mg C ha<sup>-1</sup> a una profundidad de 1m, este almacén de carbono es similar al descrito en suelos de BMM de México.
2. Los residuos orgánicos, principalmente de *Quercus*, forman un humus tipo Mor, asociado a la baja calidad del mantillo con pH ligeramente ácido y la relación C:N > 30 en los horizontes Oi y Of.
3. La mayor estabilidad del COS, asociada a las sustancias húmicas con índice más alto de CHUM/ CAF+CAH, se encuentra en el epipedón.

4. El GH alto (91 %), que se relaciona con la mayor proporción de  $\text{CO}_{\text{ligado}}$  respecto al  $\text{CO}_{\text{libre}}$ , principalmente de CHUM, promueve la estabilización de macro agregados con una EA alta (0.93).
5. Los procesos de humificación y de agregación regulan el almacén de COS debido a la estabilización química y física del carbono, asociada a la formación de CHUM; a la mayor concentración de COS en los micro agregados ( $119 \text{ g C kg}^{-1}$ ); y a la formación de compuestos organo-minerales que ha favorecido la formación de macro agregados estables (>50 %), que resguardan  $92 \text{ g C kg}^{-1}$ .

## **Recomendaciones**

Derivado de los resultados de este trabajo, se sugiere analizar el almacén de COS y sus procesos de estabilización considerando una mayor área a nivel local que abarque otras posiciones de la ladera, además de ampliar el estudio a nivel regional en los suelos de BMM de la RBSG. Y así obtener una mayor representatividad del reservorio de COS en estos bosques.

Este trabajo muestra la importancia de integrar como un indicador de la estabilidad neta del COS a los índices de EA, GH y al almacén de carbono del mantillo, debido a que son variables sensibles con relaciones positivas en la estabilidad y almacén del COS.

La calidad y salud del suelo mediante el cuidado de la vegetación de este bosque y de la zona cercana de “aprovechamiento intensivo de recursos”, debe considerarse prioritaria debido a que son suelos con un importante potencial como reservorio de CO, que se mantiene estable por los procesos de humificación y agregación asociados a la calidad de los residuos orgánicos que aporta la vegetación de los BMM.

## Referencias bibliográficas

- Acosta, Y., Paolini, J., Flores, S., El Zauahre, M., Reyes, N., y García, H. (2008). Fraccionamiento de metales y materia orgánica en un suelo de la Península de Paraguaná, estado Falcón, Venezuela. *Multiciencias*, 8: 39-47.
- Almendros, G. (2004). Investigaciones básicas sobre el origen y la estructura molecular de las formas estables de materia orgánica relacionadas con el proceso de secuestro de carbono en los suelos. *Edafología*, 11 (2), 229-249.
- Almendros, G., Guadalix, M. E., González- Villa, F. J. y Martin F. (1996). Preservation of aliphatic macromolecules in soil humins. *Organic Geochemistry*. 24 (6), 651-659.
- Almendros, G., Ibáñez, J. J. y Lobo, M. C. (1984). Contribución al estudio de la influencia de los incendios forestales en las características de la materia orgánica del suelo. *Rev. Écol. Biol. Sol.* 21 (1), 7-20.
- Almendros, G., Polo, A. e Ibáñez, J. J. (1979). Evolución de la materia orgánica en diversos hayedos y robledales del macizo de Ayllón. *Boletín de la Estación Central de Ecología. Instituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza*, 8 (15).
- Álvarez, A. G. (2010). Evaluación de la captura y estabilidad del carbono en un ecosistema de bosque mesófilo de montaña a lo largo del gradiente altitudinal en la Sierra Norte de Oaxaca. (Tesis de doctorado). Facultad de Ciencias. UNAM. pp.127.
- Álvarez, C. R., Fernández, P. L., y Taboada, M. A. (2012). Relación de la inestabilidad estructural con el manejo y propiedades de los suelos de la región pampeana. *Ciencia del suelo*, 30 (2), 173-178.
- Álvarez, S. J. (2001). Descomposición y ciclo de nutrientes en ecosistemas terrestres de México. *Acta Zool. Mex.* (n. s.) Número especial 1: 11-27.
- Álvarez-Arteaga, G., García-Calderón, N. E., Krasilnikov, P., García-Oliva, F. (2013). Almacenes de carbono en bosques montanos de niebla de la Sierra Norte de Oaxaca, México. *Agrociencia* 47: 171-180.
- Andivia, E., Rolo, V., Jonard, M., Formánek, P. y Ponette, Q. (2016). Tree species identity mediates mechanisms of topsoil carbon sequestration in a Norway spruce and European beech mixed forest. *Annals of forest science*, 73 (2), 437-447.
- Arellano, R., Paolini, J., Vásquez, L. y Mora, E. (2004). Producción y descomposición de la hojarasca en tres agroecosistemas de cafetales en el Estado Trujillo, Venezuela.

Universidad de Los Andes. Facultad de Ciencias Forestales y Ambientales, Merida (Venezuela).

Baietto-Álvarez, S. A. (2020). Cuantificación y dinámica del mantillo forestal como aporte de carbono orgánico al suelo. (Tesis de maestría). Universidad de la República, Uruguay.

Bautista, F., Aguilera, A. y Gallegos, A. (2019). El suelo como el gran olvido en la nueva política de la SEMARNAT. Blog Suelos, ambiente y algo más.

Bautista-Calderón, E. A., Ordaz-Chaparro, V. M., Gutiérrez-Castorena, E. V., Hidalgo-Moreno, C. y Valdés-Velarde, E. (2016). Carbono en sistemas agroforestales de café, bosque mesófilo de montaña y potrero en Huatusco, Veracruz. Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México; Programa Mexicano del Carbono. Cap. 5, pp. 453-461.

Bautista-Cruz, A., Gutiérrez-Castorena, M., del Castillo-Sánchez, R. F. y Etchevers-Barra, J. D. (2005). Cronosecuencia de un suelo y su clasificación en un área originalmente ocupada por bosque mesófilo de montaña. *Terra Latinoamericana*, 23(2), 147-157.

Beck, E., Bendix, J., Kottke, I., Makeschin, F. y Mosandl, R. (2008). Gradients in a Tropical Mountain Ecosystem of Ecuador. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 198, 81-85.

Bobadilla-Ballesteros, M. D. (2019). Estabilización del Zn por los coloides del suelo en la zona minera de Xichú Gto. (Tesis de licenciatura, UNAM).

Bockheim, J. G., Jepsen, E. A. y Heisey, D. M. (1991). Nutrient dynamics in decomposing leaf litter of four tree species on a sandy soil in northwestern Wisconsin. *Canadian Journal of Forest Research*, 21(6), 803–812.

Cabrales, E. M, Ferrer, J. y Hernández, R. M. (2011). Fraccionamiento químico de la materia orgánica en tres suelos de la colonia Tovar-Venezuela. *Temas agrarios*, 16 (2),18-27.

Cabria, F. N., Bianchini, M. R. y Mediavilla, M. C. (2005). Óxidos de hierro libres asociados a carbono orgánico en agregados de suelos del Partido de Balcarce. Argentina. *Ciencias del Suelo*, 23 (1), 23-29.

Campo, J., García-Oliva, F., Navarrete-Segueda, A. y Siebe, C. (2016). Almacenes y dinámica del carbono orgánico en ecosistemas forestales tropicales de México. *Terra Latinoamericana*, 34 (1), 31-38.

Castellanos-Barliza J. y León-Peláez J. D. (2010). Descomposición de hojarasca y liberación de nutrientes en plantaciones de *Acacia mangium* (Mimosaceae) establecidas en

- suelos degradados de Colombia. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, Facultad de Ciencias Agropecuarias. 59:113-128.
- Chen, H., Hou, R., Gong, Y., Li, H., Fan, M. y Kuzyakov, Y. (2009). Effects of 11 years of conservation tillage on soil organic matter fractions in wheat monoculture in Loess Plateau of China. *Soil and Tillage Research*, 106 (1), 85-94.
- Christensen, B. T. (2001). Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. *Blackwell Science Ltd*, 52 (3), 345-353.
- Chung, T. L., Chen, J. S., Chiu, C. Y. y Tian, G. (2011). <sup>13</sup>C-NMR spectroscopy studies of humic substances in subtropical perhumid montane forest soil. *Springer*, 17 (6), 458-467.
- Coleman, D. C., Crossley, D. A. y Hendrix, P. F. (2004). *Fundamentals of Soil Ecology*, 2<sup>nd</sup> ed. Elsevier Academic Press, San Diego, CA.
- Dabin, B. (1971). Étude d'une méthode d'extraction de la matière humique du sol. *Science du Sol.*, 1: 47-63.
- De Jong, B. H., Cairns, M. A., Haggerty, P. K., Ramírez, N., Ochoa-Gaona, S., Mendoza-Vega, J. y March-Mifsut, I. (1999). Land-use change and carbon flux between 1970s and 1990s in central highlands of Chiapas, Mexico. *Environmental Management*, 23 (3), 373-385.
- De Jong, B., Olguín, M., Rojas, F., Maldonado, V., Paz, F., Etchevers, J. y Jiménez, F. (2006). Inventario nacional de emisiones de gases de efecto invernadero 1990 a 2006. Actualización del inventario nacional de emisiones de gases de efecto invernadero.
- De Nobili, M. y Petrusi, F. (1988). Humification index (HI) as evaluation of the stabilization degree during composting. *Journal of fermentation technology*, 66 (5), 577-583.
- Deangelis, K. M, Chivian, D., Fortney, J. L, Arkin, A. P, Simmons, B., Hazen, T. C. y Silver, W. L. (2013). Cambios en la dinámica microbiana durante la descomposición a largo plazo en los bosques tropicales. *Soil Biology and Biochemistry*, 66: 60–68.
- Drewnik, M. (2006). The effect of environmental conditions on the decomposition rate of cellulose in mountain soils. *Geoderma*, 132 (1-2), 116-130.
- Ezcurra, E. y Becerra S. J. (1987). Experimental Decomposition of Litter from the Tamaulipan Cloud Forest: A Comparison of Four Simple Models. *Biotropica*, 19 (4), 290-296.

- FAO (2002). Captura de carbono en los suelos para un mejor manejo de la tierra. Informes sobre recursos mundiales del suelo. Roma, Italia. ISBN 92-5-304690-2.
- FAO (2009). Guía para la descripción de suelos. 4ta ed. Roma, Italia. ISBN 978-92-5-305521-0.
- FAO. (2015). Estado Mundial del Recurso Suelo (EMRS) – Resumen Técnico. Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y Agricultura y Grupo Técnico Intergubernamental del Suelo. Roma, Italia. ISBN 978-92-5-308960-4.
- Fassbender, H. W. (1975). Química de suelos, con énfasis en suelos de América Latina. 1ra ed. Instituto de Ciencias Agrícolas de la OEA. Turrialba, Costa Rica.
- Figuera, K. C., Lozano, Z., y Rivero, C. (2004). Caracterización de diferentes fracciones de la materia orgánica de tres suelos agrícolas venezolanos. *Venesuelos*, 13: 34-46.
- Figuroa-Navarro, C., Etchevers-Barra, J. D., Velázquez-Martínez, A. y Acosta-Mireles, M. (2005). Concentración de carbono en diferentes tipos de vegetación de la Sierra Norte de Oaxaca. *Terra Latinoamericana*, 23 (1), 57-64.
- Fog, K., (1988). The effect of added nitrogen on the rate of decomposition of organic matter. *Biological. Reviews*. 63 (3), 433–462.
- Galicia, L., Gamboa-Cáceres, A. N., Cram S., Chávez-Vergara, B., Peña-Ramírez, V., Saynes, V., y Siebe, C. (2016). Almacén y dinámica del carbono orgánico del suelo en bosques templados de México. *Terra Latinoamericana* 34: 1-29.
- Gamarra-Lezcano, C. C., Díaz-Lezcano, M. I., Vera de Ortiz, M., Galeano, D. P., y Cabrera-Cardús, J. N. (2017). Relación carbono-nitrógeno en suelos de sistemas silvopastoriles del Chaco paraguayo. *Elsevier*, 9 (46), 4-26.
- García, E. (2004). Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen. Instituto de Geografía UNAM. México. ISBN 970-32-1010-4.
- Gaspar-Santos E. S., González-Espinosa M., Ramírez-Marcial N. y Álvarez-Solís J. D. (2015). Acumulación y descomposición de hojarasca en bosques secundarios del sur de la Sierra Madre de Chiapas, México. *Bosque (Valdivia)*, 36 (3), 467-480.
- Gershenson, A., Bader, N. E. y Cheng, W. (2009). Efectos de la disponibilidad del sustrato sobre la sensibilidad a la temperatura de la descomposición de la materia orgánica del suelo. *Global Change Biology*, 15 (1), 176-183.

- Goma-Tchimbakala, J. y Bernhard-Reversat, F. (2006). Comparison of litter dynamics in three plantations of an indigenous timber-tree species (*Terminalia superba*) and a natural tropical forest in Mayombe, Congo. Elsevier. 229: 304-313.
- González- Parra, J. y Candás- Villar, M. A. (2004). Materia orgánica de suelos bajo encinas. Mineralización de carbono y nitrógeno. *Forest Systems*, 13 (4), 75-83.
- Heal, O. W., Anderson, J. M., y Swift, M. J. (1997). Plant litter quality and decomposition: an historical overview. In: Cadish, G., Giller, K. E. (Eds.), *Driven by Nature*. CAB International, Wallingford. 3–30.
- Hernando, I., Hernando, J. y Ares, A. (2003). Caracterización del humus de suelos del macizo de Ayllón. *Ecología de España*, (17): 77-85.
- Hobara, S., Osono, T. y Hirose, D. (2014) El papel de los microorganismos en la descomposición de la hojarasca y la formación del suelo. *Biogeochemistry* 118: 471–486.
- Instituto Nacional de Ecología. (1999). Programa de Manejo de la Reserva de la Biósfera Sierra Gorda. México, 1ra ed. pp. 9-163.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2014). Extensión y distribución de Bosques nublados (S6).
- IUSS Working Group WRB. (2015). World reference base for soil resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106.
- Kemper, W. D. y Rosenau, R. C. (1986). Aggregate stability and size distribution. Klute (ed.) *Methods of soil analysis. Part 1. Physical and mineralogical methods*. 2nd ed. Agronomy 9: 425-422.
- Kirschbaum-Miko, U. (1995). The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. *Soil Biology y Biochemistry* 27: 753–760.
- Kitayama, K. y Aiba, S. I. (2002). Ecosystem structure and productivity of tropical rain forests along altitudinal gradients with contrasting soil phosphorus pools on Mount Kinabalu, Borneo. *Journal of Ecology*, 90 (1), 37-51.
- Kleber, M., Bourg, I. C., Coward, E. K., Hansel, C. M., Myneni, S. C. B. y Nunan, N. (2021). Dynamic interactions at the mineral–organic matter interface. *Nature Reviews Earth and Environment*, 2 (6), 402–421.

- Koul, D. y Panwar, P. (2012). Opting different land use for carbon buildup in soils and their bioeconomics in humid subtropics of West Bengal, India. *Annals of Forest Research* 55 (2): 253-264.
- Krasilnikov, P., García-Calderón, N. y Pogosyan, L. (2016). Polygenetic soils of montane cloud forest in Sierra Gorda, Mexico. *Geoderma Regional*, 7 (4), 366–375.
- Lane, P. W. (2002). Generalized linear models in soil science. *European Journal of Soil Science*, 53 (2), 241–251.
- León, J. D., González, M. I. y Gallardo J. F. (2011). Ciclos biogeoquímicos en bosques naturales y plantaciones de coníferas en ecosistemas de alta montaña de Colombia. *Revista de Biología Tropical*, 59 (4), 1883-1894.
- Lodge, D. J., Cantrell, S. A. y González, G. (2014). Effects of canopy opening and debris deposition on fungal connectivity, phosphorus movement between litter cohorts and mass loss. *Forest Ecology and Management*, 332: 11-21.
- López, R., Gondar, D., Iglesias, A., Antelo, J., Fiol, S. y Arce, F. (2004). Efecto del material original y del horizonte del suelo sobre la estructura química de las sustancias húmicas extraídas de dos suelos ácidos del bosque de Galicia. España. *Edafología*, 11 (2), 197-206.
- Lozano, Z., Rivero, C., Bravo, C., y Hernández, R. M. (2011). Fracciones de la materia orgánica del suelo bajo sistemas de siembra directa y cultivos de cobertura. *Rev. Fac. Agron*, 28: 35-56.
- Lupi, A. M., Conti, M. y Fernández, R. (2012). Calidad del carbono orgánico del suelo en diferentes técnicas de manejo de residuos forestales. *Ciencia Forestal*, 22 (2), 295-303.
- Lupi, A. M., Conti, M., Fernández, R., Cosentino, D. y López, G. (2007). Effect of the practices of forest establishment on the soil organic carbon and soil aggregate stability in the North-East of Argentina. *Investigación Agraria: Sistema y Recursos Forestales*, 16 (3), 230-240.
- Matus F. J., Lusk C. H. y Maire C. R. (2007) Effects of soil texture, carbon input rates, and litter quality on free organic matter and nitrogen mineralization in Chilean rain forest and agricultural soils. *Commun Soil Sci Plant Anal* 39: 187–201.
- Meentemeyer, V. (1978). Macroclimate and lignin control of litter decomposition rates. *Ecology* 59, 465–472.

- Monga, O., Bousso, M., Garnier, P. y Pot, V. (2008). Estructuras geométricas 3D y actividad biológica: Aplicación a la descomposición microbiana de la materia orgánica del suelo en el espacio poroso. *Modelado ecológico*, 216 (3-4), 291-302.
- Montaña, C., Ezcurra, E., Carrillo, A. y Delhoume, J. P. (1988). The decomposition of litter in grasslands of northern Mexico: a comparison between arid and non-arid environments. *Arid Environ.*, 14: 55-60.
- Mora, J. L., Guerra, J. A., Armas-Herrera, C. M., Arbelo, C. D. y Rodríguez-Rodríguez, A. (2014). Storage and depth distribution of organic carbon in volcanic soils as affected by environmental and pedological factors. *Catena*, 123: 163–175.
- Morfín-Ríos, J. E., Michel-Fuentes, J. M., González-Murguía, R., Carrillo, O., Mayorga R., Rangel, L., Orozco, J., Rodríguez-Alcaraz, G., y Guerrero-Pacheco, G. (2015). Estimación de las reservas de carbono en la biomasa forestal en México. Comisión Nacional Forestal, Zapopan, Jalisco, México; Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO); Programa de Desarrollo de las Naciones Unidas (UNDP). Fortalecimiento de la preparación REDD+ en México y fomento de la cooperación Sur-Sur. pp 36.
- Mostacedo, B. y Fredericksen, T. (2000). Manual de métodos básicos de muestreo y análisis en ecología vegetal. Bolivia. BOLFOP. 3-10.
- Moyano, A., Gallardo-Lancho, J. F. y Charro, E. (2004). Comportamiento del carbono orgánico en dos suelos forestales de la sierra de Gata (provincia de Salamanca). *Actas de la I Reunión sobre Ecología, Ecofisiología y Suelos Forestales*. 20: 245-250.
- Olivares-Martínez, L. D.; Anaya, C. A.; Mendoza, M.; Rivera, M. y Páez, R. (2016). Almacén de carbono en el suelo de un bosque húmedo de niebla del Eje Neovolcánico Transversal. *Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México; Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, México*. pp. 571-581.
- Ortiz, M. L. (2009). Aproximaciones a la comprensión de la degradación de la lignina. Universidad de Los Llanos Meta, Colombia. *Orinoquia*, 13 (2), 139.
- Papa, S., Pellegrino, A. y Fioretto, A. (2008). Microbial activity and quality changes during decomposition of *Quercus ilex* leaf litter in three Mediterranean Woods. *Applied Soil Ecology* 40 (3), 401-410.

- Paz, F., y. Etchevers, J. (2016). Distribución a profundidad del carbono orgánico en los suelos de México. *Terra Latinoamericana* 34: 339-355.
- Pérez-Batallón, P., Ouro, G., Merino, A., y Macías, F. (1998). Descomposición de materia orgánica, biomasa microbiana y emisión de CO<sub>2</sub> en un suelo forestal bajo diferentes manejos selvícolas. *Edafología*, 5: 83-93.
- Poeplau, C., Vos, C., y Don, A. (2017). Soil organic carbon stocks are systematically overestimated by misuse of the parameters bulk density and rock fragment content. *Soil*, 3 (1), 61-66.
- Programa Municipal de desarrollo urbano Jalpan de Serra. (2008). *La Sombra de Arteaga* (P. O. No. 54).
- Rehman-Hakeem, K y Sayeed-Akhtar, M. (2016). *Plant, Soil and Microbes. Mechanisms and Molecular Interactions*. 2: 30-35.
- Ríos- Cabrera, M. M., Ruiz-Dáger, M., Maduro-Rojas, R. y García, H. (2010). Estudio exploratorio de las propiedades físicas de suelos y su relación con los deslizamientos superficiales: Cuenca del río Maracay, estado Aragua-Venezuela. *Revista geográfica venezolana*, 51 (2), 225-247.
- Rocha-Loredo, A. G. y Ramírez-Marcial, N. (2009). Producción y descomposición de hojarasca en diferentes condiciones sucesionales del bosque de pino-encino en Chiapas, México. *Boletín de la Sociedad Botánica de México*, (84): 1-12.
- Sánchez, G. y Dirzo, R. (2014). El bosque mesófilo de montaña: un ecosistema prioritario amenazado. Gual-Díaz, M. y A. Rendón-Correa (comps.). *Bosques Mesófilos de Montaña de México: Diversidad, Ecología y Manejo*. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México, DF, México, 109-139.
- Secretaría de Desarrollo Agropecuario (SEDEA) e Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA). (2017). *Planeación productiva de la Sierra Gorda del Estado de Querétaro, Municipio Jalpan de Serra. Informe final Convenio específico de colaboración 2017*. pp. 29-32.
- Segura-Castruita, M. A., Sánchez-Guzmán, P., Ortiz-Solorio, C. A. y Gutiérrez-Castorena, M. C. (2005). Carbono orgánico de los suelos de México. *Terra Latinoamericana*. 23 (1), 21-28.

Siebe, C., Jahn, R. y Stahr K. (2006). Manual para la descripción y evaluación ecológica de los suelos en campo. 2da ed. Ciudad de México. Instituto de Geología. Universidad Autónoma de México.

Sierra, C. A, Trumbore, S. E, Davidson, E. A, Vicca, S. y Janssens, I. (2015). Sensibilidad de las tasas de descomposición de la materia orgánica del suelo con respecto a los cambios simultáneos de temperatura y humedad. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 7 (1), 335-356.

Strawn, D. G., Bohn, H. L., y O'Connor, G. A. (2015). *Soil chemistry*. 4ta ed. Oxford: Wiley Blackwell.

Strickland, T. C. y Sollins, P. (1987). Improved method for separating light-and heavy-fraction organic material from soil. *Soil Science Society of America Journal*, 51 (5), 1390-1393.

Tisdall, J. M. y Oades, J. M. (1982). Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Soil Science*, 33: 141-163.

Torres-Guerrero, C. A., Etchevers, J. D., Fuentes-Ponce, M. H., Govaerts, B., León-González, F. L. y Herrera J. M. (2013). Influencia de las raíces sobre la agregación del suelo. *Tierra Latinoamericana*, 31: 71-84.

Torreta, N. K. y Takeda, H. (1999). Carbon and nitrogen dynamics of decomposing leaf litter in a tropical hill evergreen forest. *European Journal of Soil Biology*, 35 (2), 57-63.

United States Department of Agriculture (USDA). (1996). *Soil survey laboratory methods manual*. Soil Survey Investigations Report 42. Version 3.0. Washington DC, USA, 693.

Van Reeuwijk, L. P. (ISRIC). (2002). *Procedures for soil analyses*. 6ta ed. The Netherlands. ISSN: 0923-3792.

Vargas, R. y Hattori, T. (1990) The distribution of protozoa among soil aggregates. *FEMS Microbiology Ecology* 74: 73-78.

Vélez-Basurto, J. M., Sánchez-González, J. A. y Castillo-Nieto, F. (2007). Inventario físico de los recursos minerales del municipio Peñamiller, Querétaro. Servicio Geológico Mexicano (SGM) y Fideicomiso de Fomento Minero (FIFOMI).

Vergara-Sánchez, M. A., Etchevers-Barra, J. D. y Vargas-Hernández, M. (2004). Variabilidad del carbono orgánico en suelos de ladera del sureste de México, *Terra*

Latinoamericana, vol. 22, 359-367 Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo, A.C. Chapingo, México E-ISSN: 2395-8030.

Villegas-García, V. A. (2014). Variación del carbono orgánico en suelos del Altiplano Potosino Oeste. (Tesis de licenciatura). Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Walkley, A. y Black, A. (1982). An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter, and proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Science*, 37: 29-38.

Wilcke, W., Yasin, S., Abramowski, U., Valarezo, C. y Zech, W. (2002). Nutrient storage and turnover in organic layers under tropical montane rain forest in Ecuador. *European Journal of Soil Science*, 53 (1), 15–27.

Xuluc-Tolosa, F. J., Vester, H. F. M., Ramirez-Marcial, N., Castellanos-Albores, J. y Lawrence, D. (2003). Leaf litter decomposition of tree species in three successional phases of tropical dry secondary forest in Campeche, Mexico. *Forest Ecology and Management*, 174 (1-3), 401-412.

Yankelevich, S. N. (2004). Integrating soil macroinvertebrate diversity, litter decomposition and secondary succession in a tropical montane cloud forest in Mexico. (PhD Thesis. The University of Edinburgh).

Zanella, A., Jabiol, B., Ponge, J. F. y Sartori, G. (2011). A European morpho-functional classification of humus forms. *Geoderma* 164: 138-145.

Zerva, A. y Mencuccini, M. (2005). Carbon stock changes in a peaty gley soil profile after afforestation with Sitka spruce (*Picea sitchensis*). *Annals of Forest Science*, 62 (8), 873-880.

# Anexos

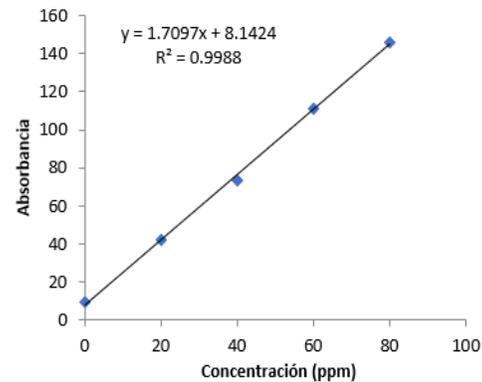
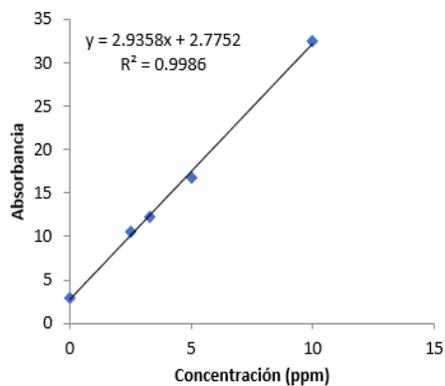
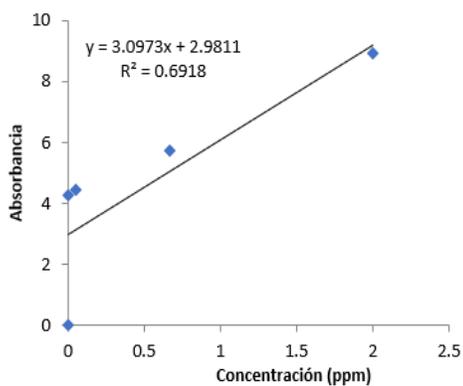
## Anexo 3.1. Guía resumen de los análisis realizados en laboratorio.

RESERVOIRIO DE C	Mantillo	Físicas	Biomasa	Ninguno	Pérdida por ignición (Schulte y Hopkins, 1996)	60 °C por 24 h	$BM (Mg\ ha^{-1}) = \frac{P_s}{[\sqrt{V} * 2]}$
			Humedad				$H (\%) = \frac{P_f - P_s}{P_s} * 100$
		Químicas	pH **	Tamizar 2 mm	Potenciométrico (USDA, 1996)	1:2.5 (muestra: agua destilada/ KCl). Agitación 2h. Temperatura ambiente 20 °C.	Potenciómetro
			COT	Tamizar 2 mm	Pérdida por ignición (Schulte y Hopkins, 1996)	Pérdida de agua 105 °C 10'; y componentes orgánicos 450 °C 4 h.	$CO (\%) = \left[ \frac{100 - (P_2 * 100)}{P_s} * 0.51 \right] + 0.48$
	NOT **		Kjeldahl (Keeney y Bremner, 1966)	Digestión: H <sub>2</sub> PO <sub>4</sub> 96%, H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> 30%. Solución receptora de NH <sub>3</sub> : H <sub>2</sub> BO <sub>3</sub> (1%). Destilación: NaOH (38 % 4'.	$NT (\%) = \left( \frac{a - b}{P_m} \right) * (M_{H_2O} + P_a + mfc)$		
Horizonte superficial	Físicas	Agregados	Ninguno	Seco y húmedo (Kemper y Rosenau, 1986)	Diámetro de tamices: 2000 μm, 250 μm y 53 μm. Inmersión en agua destilada 20 veces durante 40'.	$Agr. (\%) = \frac{P_s * 100}{P_t}$ $EA = \frac{(P_a - P_{mi} - (P_{mei}))}{P_s - (P_{mei})}$	
	Químicas	Fraaccionamiento ** (CO <sub>libre</sub> y CO <sub>ligado</sub> )	Secado temperatura ambiente 48 h Tamizar 53 μm Mo <sub>libre</sub> : secado 45°C Dilución AF 3:10 y AH 1:10 Huminas: secado 45°C	(Dabin, 1971) Mo <sub>libre</sub> : peso AH y AF : TOC- TORCH Teledine Tekmark Huminas: (Walkley y Black, 1982)	Separación de MO, y AF <sub>alc</sub> : H <sub>2</sub> PO <sub>4</sub> 2 M Separación de AF-AH y Huminas: Na <sub>2</sub> P <sub>2</sub> O <sub>7</sub> 0.1 M y NaOH 0.1 M Separación de AF <sub>alc</sub> y AH: H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> 0.001 M Separación de Huminas: NaOH 0.1 M	%CMPNH= (Peso MPNH* 0.39) + COD CO <sub>ligado</sub> = (CAH + CAF + C humina) $GH (\%) = \frac{(CAH + CAF)}{COE}$	
		NOT **	**	**	**	**	
EDAFOGÉNESIS DEL PERFIL TIPO	Horizontes	Físicas	DA	n.a.	Cilindro (Blake y Hartge, 1986)	24 h a 105 °C.	$\rho_a = \frac{M_s}{V_t}$
			Textura	Secado temperatura ambiente 48 h. Tamizar 2 mm	Hidrómetro (ISRIC 2002)	Solución dispersante hexametáfosfato de sodio: agua destilada (25:400). Mediciones a los 40" y 120'.	$arenas (\%) = \frac{100 - (h_2 * 100)}{25}$ $arcillas (\%) = \frac{(h_3 * 100)}{25}$ $limos (\%) = \left[ \frac{(h_1 * 100)}{25} \right] - (arcillas)$
		Químicas	pH **	**	**	**	**
			COT	Secado temperatura ambiente 48 h Tamizar 2 mm	Walkley y Black (1982)	Combustión húmeda: K <sub>2</sub> Cr <sub>2</sub> O <sub>7</sub> (0.17 M); 20 ml de H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> (96 %). Agua destilada (100 ml) H <sub>2</sub> PO <sub>4</sub> (85 %). Titulación FeSO <sub>4</sub> (0.5 M).	$COT (\%) = \frac{M * (V1 - V2)}{S * 0.39 * mfc}$
	NOT	**	**	**	**	**	
	Fraaccionamiento ** (CO <sub>libre</sub> y CO <sub>ligado</sub> )	**	**	**	**	**	

**Anexo 3.2.** Cenizas de las muestras de mantillo después de haber sido calentadas a 450°C; de Lma (izquierdo) y Lmb (derecho).



**Anexo 3.3.** Curvas de calibración para las mediciones de CO en el analizador TOC- TORCH.



**Anexo 4.1.** Prueba de hipótesis de T de Wilcoxon para la comparación de medias entre **A)** Ol y Of de Lma, **B)** Ol y Of de Lmb, **C)** Lma y Lmb en Ol; **D)** Lma y Lmb en Of; y **E)** Lma y Lmb tomando en cuenta a Ol y Of como parte de todo el mantillo. Se determinó para las variables biomasa, carbono orgánico (CO), nitrógeno (N), relación carbono nitrógeno (C:N), almacén de carbono y pH del mantillo, empleando el software SPSS.

	BIOMASA	CO	N	C:N	ALMACEN	PH
<b>A) Ol y Of de Ladera media alta</b>						
Z	-2.521 <sup>b</sup>	-2.521 <sup>c</sup>	-.280 <sup>c</sup>	-1.260 <sup>c</sup>	-2.380 <sup>b</sup>	-.280 <sup>b</sup>
Sig. asintótica(bilateral)	.012	.012	.779	.208	.017	.779
<b>B) Ol y Of de Ladera media baja</b>						
Z	-1.260	-2.521 <sup>b</sup>	-2.100 <sup>b</sup>	-1.402 <sup>b</sup>	-.700	-1.120 <sup>b</sup>
Sig. asintótica(bilateral)	.208	.012	.036	.161	.484	.263
<b>C) Ladera media alta y baja en Ol</b>						
Z	-2.521 <sup>b</sup>	-.980 <sup>c</sup>	-.676 <sup>b</sup>	-.840 <sup>c</sup>	-2.521 <sup>b</sup>	-.280 <sup>b</sup>
Sig. asintótica(bilateral)	.012	.327	.499	.401	.012	.779
<b>D) Ladera media alta y baja en Of</b>						
Z	-.280 <sup>c</sup>	-.840 <sup>b</sup>	-.980 <sup>b</sup>	-.140 <sup>c</sup>	-.491 <sup>c</sup>	-.980 <sup>b</sup>
Sig. asintótica(bilateral)	.779	.401	.327	.889	.624	.327
<b>E) Ladera media alta y baja en general</b>						
Z	-1.862 <sup>c</sup>	-1.086 <sup>b</sup>	-.170 <sup>b</sup>	-.465 <sup>b</sup>	-2.095 <sup>c</sup>	-.517 <sup>b</sup>
Sig. asintótica(bilateral)	.063	.278	.865	.642	.036	.605

a. Prueba no paramétrica de rangos con signo de Wilcoxon, distribución normal estándar Z.

b. Se basa en rangos negativos.

c. Se basa en rangos positivos.

Estos resultados muestran con un nivel de confianza del 95% que en el mantillo de Lma Ol y Of son significativamente diferentes en la biomasa, así como en el contenido y almacén de CO, sin embargo, respecto a la relación C:N y el pH, no hay diferencias significativas. Mientras que entre Ol y Of de Lmb únicamente existen diferencias significativas en el contenido de CO y de N. Por otro lado, el horizonte Ol en Lma fue significativamente diferente al Ol en Lmb respecto a la biomasa y al almacén de CO, mientras que el horizonte Of entre laderas no presentó diferencias significativas en ninguna de sus variables. Además, tomando a los horizontes

orgánicos como el conjunto que compone al humus, puede, que, en Lma y Lmb, existen diferencias significativas entre la biomasa y el almacén de COS. La presencia de las demás variables es la misma entre ambas laderas.

**Anexo 4.2.** Correlación del almacén de carbono en el mantillo con sus propiedades físicas y químicas (biomasa, contenido de CO, C:N y pH); utilizando la prueba Tau b de Kendall.

Tau_b de Kendall		BIOMASA	Contenido de C	C: N	pH
ALMACEN	Coefficiente de correlación	.493**	-.365**	-.238	-.019
	Sig. (bilateral)	.000	.006	.075	.890
	N	28	28	28	28

\*\* . La correlación es significativa en el nivel 0,01 (bilateral).

Con base en los resultados, puede señalarse con una confianza del 99% que hay una relación significativa entre la biomasa y el almacén y esta relación es positiva, pues en la medida que aumenta una la otra también aumenta. Con base en el estadístico de Kendall, el coeficiente de correlación es de 0.5, lo cual muestra una relación media entre ambas variables. Además, puede señalarse con una confianza del 95% que sí hay una relación significativa entre el almacén y el contenido de CO, pero se advierte de lo contrario a lo supuesto, se destaca que esta relación es negativa, pues en la medida que aumenta la biomasa, C:N disminuye y viceversa. Con base en el estadístico de Kendall, el coeficiente de correlación es de -0.4, lo cual muestra una relación media baja entre ambas variables. Por otro lado, puede señalarse con una confianza del 95% que la relación entre el almacén y C:N es del 24% y entre el almacén y el pH es de tan solo el 15%, lo cual indica que se tiene la relación no es significativa. En este sentido ambas relaciones son negativas, pues a medida que aumenta C:N o el pH el almacén de carbono disminuye.

### Anexo 4.3

El Phaeozem tuvo una profundidad de 0.92 m. Se determinaron los horizontes genéticos Ah de 6 cm; seguido de una discontinuidad litológica roca sedimentaria intemperizada, posteriormente se determinó un A1 y A2 de 14 a 36 cm y finalmente B (Figura 4.3). El horizonte diagnóstico Móllico se distribuye en todo el perfil, desde Ah hasta B, debido a la alta concentración de CO ( $>0.6\%$ ); así como al color croma y  $\text{value} \leq 3$  en húmedo y  $\leq 5$  en seco; a demás de un pH medio ponderado de 6.25 que indica una alta saturación de bses ( $>50\%$ ) (Tablas 4.3 y 4.5). Cámbico como calificador del grupo I representado entre los horizontes A2 y B debido a que presenta un aumento en el contenido de arcillas del 50%. Oxiácuico, Esquelético como calificadores del grupo II, debido que tiene una saturación de bases en horizontes subyacentes (Tabla 4.5), con saturación de agua rica en oxígeno durante un periodo de 20 días (Capítulo 2.4), y con alta pedregosidad en A1 (60%) (Tabla 4.3).

Debido a la discontinuidad litológica que se encontró en el Phaeozem, se realizó la descripción de un segundo perfil en la misma posición de la ladera y se promediaron los datos para evitar sesgos en los resultados. Este perfil mostró una profundidad aproximada de 1 m, sin llegar a la roca madre presentó horizontes genéticos Ah1, A2, AB y B. El horizonte diagnóstico Móllico corresponde a Ah1 y A2 (19 cm), que es determinado por el color croma y  $\text{value} \leq 3$  en húmedo y  $\leq 5$  en seco, por una alta concentración de CO ( $>0.6\%$ ), a demás de un pH medio ponderado de 6.4 que indica una alta saturación de bses ( $>50\%$ ) (Tabla 4.3 y tabla 4.5). El calificador Cámbico se destrribuye de los 7 cm al final del perfil, debido al incremento en el contenido de arcillas en A1 del 41%, en AB del 65% y en B 235% en comparación al horizonte superficial. Al igual que el primer perfil, éste presenta calificadores relacionados a la saturación de agua y a la pedregosidad (Oxiacuic y Esqueletic) (Tabla 4.3).

En el Luvisol se logró descubrir hasta 1.30 m de profundidad sin llegar a la roca madre. Se describieron los horizontes genéticos A, AE, E, Bt1, Bt2 y Bt3. A partir del Bt1 hasta el Bt3 se identificó el horizonte diagnóstico árgico, debido a que presenta una diferenciación edafogenética de arcilla, es decir, en los horizontes superficiales contiene 44% y 32 % de arcilla, seguido del horizonte E donde se eluvian las arcillas,

quedando únicamente un 24% de ellas, y se iluvian a partir de los 22 cm de profundidad en (64 y 84%) del horizonte de diagnóstico Bt (Figura 4.3; Tabla 4.4). Los calificadores corresponde a un Chromic Luvisol (Cutanic, Profondic); *Chromic* por presentar un matiz 5 YR a partir del horizonte Bt1; *cutanic* debido a la presencia de arcillas y cutanes gruesos que recubren a los agregados en el horizonte diagnóstico árgico; y *profondic* ya que el horizonte árgico contiene  $\geq 20\%$  de arcilla respecto al horizonte suprayacente de eluviación (Tabla 4.4).

En general el color de los suelos tanto de Lma como de Lmb, se caracterizó por tener un matiz amarillo-rojo; con una variabilidad de la luminosidad mínima, a lo más 2 unidades; mientras que la intensidad de color presenta mayor variabilidad respecto a la profundidad. En Lma, se presentó un matiz con mayor tendencia al amarillo (10-7.5 YR); mientras que, en Lmb, la tendencia fue al rojizo (7.5-5 YR) y presentó una luminosidad y una intensidad de color ligeramente mayor (Tabla 4.4).

**Anexo 4.4.** Matriz de correlación del almacén de COS con el contenido de COS, grosor del horizonte, pedregosidad y densidad aparente (DA) en **a)** Lma y **b)** Lmb.

**a)**

	<i>Espesor</i>	<i>DA</i>	<i>Pedregosidad</i>	<i>Contenido de CO</i>	<i>Almacén de CO</i>
Espesor	1				
DA	0.6022217	1			
Pedregosidad	-0.0348466	0.39793441	1		
Contenido de CO	-0.37460355	-0.94061454	0.439386457	1	
Almacén de CO	0.84618369	0.28693215	0.370952021	0.055479333	1

**b)**

	<i>Espesor</i>	<i>DA</i>	<i>Pedregosidad</i>	<i>Contenido de CO</i>	<i>Almacén de CO</i>
--	----------------	-----------	---------------------	------------------------	----------------------

Espesor	1				
DA	0.6304558	1			
Pedregosidad	0.591423	0.3081552	1		
Contenido de CO	-0.802196	-0.78161756	-0.81379565	1	
Almacén de CO	0.5713184	0.62770497	0.198718705	0.236207603	1

Número de muestras **a)** 8 y **b)** 6.

± .707 valor crítico de r 0.5 (two-tail)

± .835 valor crítico de r 0.1 (two-tail)

En Lma el almacén de CO se relacionó con el espesor de manera positiva y en un grado alto, mientras que el contenido de CO mostró una relación fuerte y positiva con la DA. Además, se encontró una relación media y positiva entre el espesor del horizonte y la DA. Por otro lado, en Lmb se determinó una relación fuerte y negativa del contenido de CO con el espesor, la DA y la pedregosidad. A demás se observó una relación positiva y media del espesor con la DA, la pedregosidad y el almacén de CO, así como del almacén con la DA.

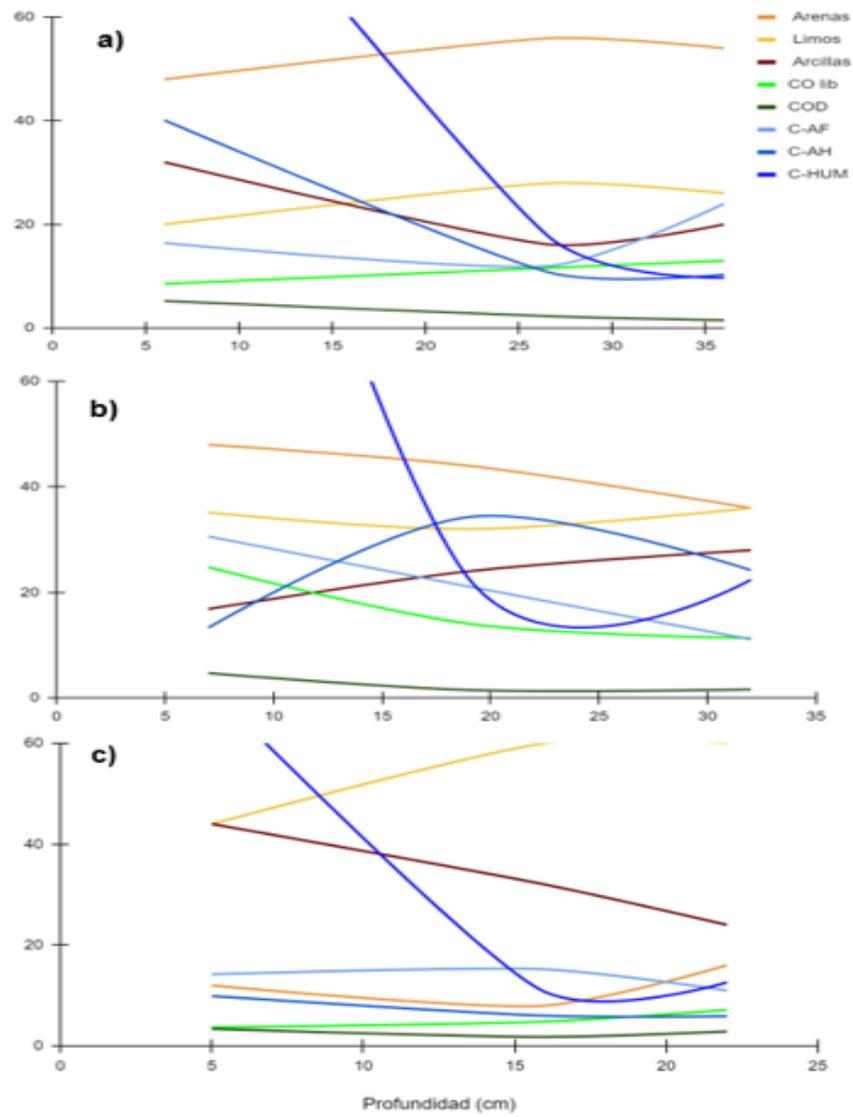
**Anexo 4.5.** Análisis de Kruskal Wallis para evaluar las diferencias entre los valores promedio de la proporción de agregados y el contenido de CO en macro, meso y micro agregados.

	Proporción	CO
H de Kruskal-Wallis	41.432	8.044
gl	2	2
Sig. asintótica	.000	.018

$\alpha$  0.05

Dado que  $p < 0.05$  en los datos de proporción, así como en los de CO, la prueba de Kruskal Wallis señala con una confiabilidad del 95%, que hay diferencias significativas entre la proporción de tamaño de agregados y también en el contenido de CO.

**Anexo 4.6.** Dinámica de las fracciones ligadas y libres del COS, así como del tamaño de las partículas minerales del suelo respecto a la profundidad.



**Anexo 4.7.** Relación entre **a)** pH del mantillo y almacén total de COS del suelo; **b)** C:N de mantillo y del epipedón; **c)** C:N de mantillo y CHUM/ (CAF+CAH) del horizonte organo-mineral; **d)** C:N y CHUM/ CAF+CAH del horizonte organo-mineral.

