



COLEGIO DE POSTGRADUADOS

INSTITUCIÓN DE ENSEÑANZA E INVESTIGACIÓN EN CIENCIAS AGRÍCOLAS

CAMPUS MONTECILLO

POSTGRADO EN EDAFOLOGÍA

CATENAS DE SUELOS RIBEREÑOS DEL IZTACCÍHUATL BAJO DIFERENTES TIPOS DE VEGETACIÓN: ORIGEN Y CAPTURA DE CARBONO

JUAN CARLOS SANDOVAL APARICIO

T E S I S

**PRESENTADA COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE:**

MAESTRO EN CIENCIAS

MONTECILLO, TEXCOCO, ESTADO DE MÉXICO

2020

La presente tesis titulada: **Catenas de suelos ribereños del Iztaccíhuatl bajo diferentes tipos de vegetación: origen y captura de carbono**, realizada por el alumno: **Juan Carlos Sandoval Aparicio**, bajo la dirección del consejo particular indicado, ha sido aprobada por el mismo y aceptada como requisito parcial para obtener el grado de:

**MAESTRO EN CIENCIAS
EDAFOLOGÍA**

CONSEJO PARTICULAR

CONSEJERO:



DRA. MA. DEL CARMEN GUTIÉRREZ CASTORENA

ASESOR:



DR. CARLOS ALBERTO ORTIZ SOLORIO

ASESOR:



DR. GERARDO CRUZ FLORES

Montecillo, Texcoco, Estado de México, abril de 2020

CATENAS DE SUELOS RIBEREÑOS DEL IZTACCÍHUATL BAJO DIFERENTES TIPOS DE VEGETACIÓN: ORIGEN Y CAPTURA DE CARBONO

**Juan Carlos Sandoval Aparicio, M. en C.
Colegio de Postgraduados, 2020**

RESUMEN

Los ecosistemas ribereños se han reconocido como importantes sumideros de carbono con un potencial considerable de secuestro que puede mitigar el calentamiento global. Existen diferentes estrategias para mitigar el cambio climático, una de ellas es el secuestro de CO₂ en los suelos. Los procesos de agregación del suelo juegan un papel crucial en la protección del carbono orgánico, y la relación entre estos componentes se relaciona estrechamente con la conservación y la provisión de los servicios ecosistémicos. Los objetivos planteados en esta investigación fueron; 1) determinar los factores y procesos de formación de los suelos ribereños; 2) evaluar la concentración y distribución del carbono orgánico e identificar los factores que impulsan su acumulación; y 3) definir los efectos del tipo de vegetación y la posición en la catena sobre la agregación del suelo. Para lograr los objetivos se seleccionaron tres ecosistemas ribereños entre los 4000 y 2500 m de elevación, en cada sistema se describieron perfiles, se colectaron muestras de suelo y se realizaron análisis físicos, químicos y micro morfológicos.

Los factores que rigen la génesis en las zonas de estudio son en primera instancia el relieve, seguido del material parental, el clima y la vegetación a través del tiempo; la andosolización, melanización, gleyzación y paludización son los procesos de formación que ocurren en las catenas, estos procesos se corroboraron mediante el análisis micromorfológico. Las reservas de COS variaron entre 10.36 kg m⁻² y 68.92 kg m⁻² con una media de 30.35 kg m⁻² para todo el espesor del perfil. La mayor acumulación de se encontró en los suelos ribereños, especialmente en relieves glaciales, debido a la alta productividad primaria (MO autóctona), las condiciones de hidromorfismo y en menor medida con el enterramiento de materiales orgánicos. El cambio de uso de suelo reduce las reservas hasta en 60 %. La estabilidad de macroagregados fue significativamente mayor bajo el pastizal montano. El cambio de uso de suelo reduce la estabilidad de agregados (38 %) lo que resultó en una disminución del diámetro medio de ponderado (DMP) y el diámetro medio geométrico (DMG) de 0.88 y 0.25 mm respectivamente. Este estudio proporciona información sobre los almacenes de C y la agregación en suelos ribereños bajo diferentes condiciones hidroecomorfológicas. En general los resultados indican que la

conservación y restauración de los ecosistemas ribereños promueven el secuestro C, que implica muchos beneficios ecológicos y sociales.

Palabras clave: Materia orgánica, clasificación de suelos, geomorfología, llanuras de inundación.

RIPARIAN SOILS CATENAS OF IZTACCÍHUATL UNDER DIFFERENT TYPES OF VEGETATION: ORIGIN AND CARBON CAPTURE

**Juan Carlos Sandoval Aparicio, M. en C.
Colegio de Postgraduados, 2020**

ABSTRACT

Riparian ecosystems have been recognized as important carbon sinks with considerable sequestration potential that can mitigate global warming. Soil aggregation processes play a crucial role in the protection of organic carbon, and the relationship between these components is closely related to the conservation and provision of ecosystem services provided by these ecosystems. The aim set in this investigation were; 1) evaluate the factors and processes of riverine soil formation; 2) evaluate the concentration and distribution of organic carbon and identify the factors that drive its accumulation; and 3) determine the effects of vegetation type and position in the catena on soil aggregation. To achieve the objectives, three riparian ecosystems were selected between 4000 and 2500 m elevation, in each system profiles were described, soil samples were collected and physical, chemical and micromorphological analyzes were carried out.

The factors that governing the genesis in the study areas are in the first instance the topography, followed by the parental material, the climate and the vegetation over time; Andisolization, melanization, gleization and paludization are the formation processes that occur in the catenas, these processes were corroborated by micromorphological analysis. SOC reserves varied between 10.36 kg m⁻² and 68.92 kg m⁻² with an average of 30.35 kg m⁻² for the entire profile thickness. The greatest accumulation of was found in riparian soils, especially in glacial topography, due to high primary productivity (autochthonous MO), hydromorphism conditions and to a lesser extent with the burial of organic materials. The change in land use reduces reserves by up to 60%. The stability of macroaggregates was significantly higher under the montane grassland. The change in land use reduces the stability of aggregates (38%) which resulted in a decrease in the mean weight diameter (MWD) and the geometric mean diameter (DMG) of 0.88 and 0.25 mm respectively. This study provides information on C stores and aggregation in riparian soils under different hydroecomorphological conditions. In general, the results indicate that the conservation and restoration of riparian ecosystems enhance C sequestration, which implies many ecological and social benefits.

Keywords: Organic matter, soil taxonomy, geomorphology, floodplains.

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis, si bien ha requerido un gran esfuerzo y dedicación por parte del autor, hubiese sido imposible sin la participación de personas e instituciones que han facilitado las cosas para que este trabajo llegue a un feliz término. Por ello, es para mí un verdadero placer utilizar este espacio para ser justo y consecuente con ellas, expresándoles mis agradecimientos.

Al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT)**, por la beca otorgada para la realización de mis estudios de Maestría.

Al **Colegio de Postgraduados campus Montecillo**, especialmente al área de Edafología, por brindarme la oportunidad de crecer profesionalmente.

Agradezco profundamente a los miembros de mi consejo particular, que lograron dar buen cauce a este proyecto de investigación:

Dra. Ma. Del Carmen Gutiérrez Castorena, por hacer posible la realización de esta tesis. Su apoyo y confianza en mi trabajo y su capacidad para guiar mis ideas ha sido un aporte invaluable, no solamente en el desarrollo de esta tesis, sino también en mi formación profesional. Orgulloso de ser su aprendiz, espero retribuirle un poco de su tiempo mediante este trabajo, que sin duda es suyo también. Gracias. La admiro, respeto y estimo.

Dr. Carlos Alberto Ortiz Solorio por haberme recibido desde el principio, por su inigualable capacidad para transmitir sus conocimientos en el aula y en el campo. Gracias por sus observaciones y comentarios que enriquecieron mi trabajo de investigación.

Dr. Gerardo Cruz Flores por ser un pilar fundamental en mi formación académica, por su amistad y apoyo incondicional. Le agradezco también el haberme facilitado siempre los medios suficientes para llevar a cabo todas las actividades propuestas durante el desarrollo de esta tesis.

A la **Dra. Vinisa Saynes Santillán** por acceder a ser sinodal de esta tesis. Por tomarse el tiempo para revisar el manuscrito y por sus valiosas observaciones que ayudaron a enriquecer esta investigación.

Al **M.C. Patricio Sánchez Guzmán** y a todos los integrantes del equipo de trabajo del laboratorio de **Génesis, Morfología y Clasificación de Suelos** por todo su apoyo y dedicación para realizar

los análisis requeridos. Pero sobre todo por su amistad y por compartir conmigo el sagrado alimento y buenos momentos.

A la CP. Ma. Del Carmen Bojorges Bautista por su paciencia e invaluable apoyo administrativo y moral. Pero sobre todo por el trato amable y cálido que brinda a los estudiantes.

A mis compañeros y amigos del Colegio: Sandy, Ricardo, Monse, Gabriel, Iris, Tania, Artur, Miriam y Rosita por su valiosa amistad. A todos y cada uno de ustedes les agradezco su apoyo, colaboración y ánimo a lo largo de esta etapa.

Espero morir como he vivido, respetándome a mí mismo como condición para respetar a los demás y sin perder la idea de que el mundo debe ser otro y no esta cosa infame.

José Saramago (1922-2010)

DEDICATORIA

A mi Madre

Dominga Aparicio Aguilar por ayudarme a llegar hasta aquí, por tu amor, impulso y consuelo.

A **Manuel**, mi hermano, amigo y compañero guerrero de múltiples batallas.

A mis hermanos

Elizabeth, Yasmin, Andres y Rosa por su amor y su apoyo incondicional.

A mis sobrinos

Karin, Juan Manuel, Isabella y Frida quienes me recuerdan que la vida es una serie de maravillosas sorpresas, me inspiran y motivan cada día.

A toda mi familia, gracias, sepan que todo lo bueno que pueda haber en mi se los debo a ustedes.

El mundo puede ser muy pequeño si lo limitamos a lo que entendemos.

Tómate el tiempo necesario para crear tu propia obra maestra.

Porque el mundo, es lo que haces de él.

CONTENIDO

RESUMEN	iii
ABSTRACT	v
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE CUADROS	xv
I. INTRODUCCIÓN.....	1
II. REVISIÓN DE LITERATURA.....	3
2.1. Ecosistemas ribereños: estructura y funciones	3
2.1.1. Amenazas de los ecosistemas ribereños	5
2.2. Carbono orgánico del suelo	9
2.2.1. Carbono orgánico en suelos ribereños.....	12
2.3. Dinámica de agregados del suelo y secuestro de carbono	17
2.3.1. Estructura del suelo	18
2.3.2. Agregados en suelos ribereños	22
2.4. Efectos de la vegetación ribereña en la estructura y porosidad del suelo	23
III. PROBLEMÁTICA	27
IV. OBJETIVO E HIPÓTESIS.....	29
4.1. Objetivo general	29
4.1.1. Objetivos particulares	29
4.2. Hipótesis	29
V. MATERIALES Y MÉTODOS	31
5.1. Descripción general del área de estudio	31
5.1.1. Gradientes climáticos altitudinales y vegetación	32
5.1.2. Geología y estratigrafía	34
5.1.3. Suelos	34
5.1.4. Geoformas	34
5.1.5. Diseño fluvial	34
5.2. Selección de los sitios de estudio	35
5.3. Trabajo de campo y muestreo de suelos	37
5.4. Análisis de laboratorio	39

5.4.1. Estabilidad de agregados en húmedo	39
5.4.2. Contenido de humedad del suelo.....	40
5.4.3. Carbono orgánico	41
5.4.4. Análisis físicos y químicos.....	41
5.4.5. Análisis micromorfológico.....	42
5.5. Análisis estadístico	43
VI. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	44
6.1. Caracterización de los sitios de estudio	44
6.1.1. Pastizal montano.....	44
6.1.2. Bosque de oyamel.....	46
6.1.3. Zona agrícola.....	47
6.2. Efecto del tipo de vegetación y el relieve en las propiedades edáficas	50
6.2.1. Efecto del tipo de vegetación sobre las propiedades edáficas.....	50
6.2.2. Efecto del relieve y el tipo de vegetación sobre las propiedades edáficas	54
6.3. Génesis y clasificación de suelos	58
6.4. Carbono orgánico del suelo	67
6.4.1. Reservas de carbono en suelos ribereños y tierras altas adyacentes	67
6.4.2. Distribución vertical de la DCOS.....	73
6.4.3. Suelos ribereños de montaña como almacenes de carbono.....	76
6.5. Estabilidad de agregados en húmedo	78
6.5.1. Efecto del tipo de vegetación y uso de suelo en la estabilidad de agregados.....	78
6.5.2. Efecto del relieve y tipo de vegetación en la estabilidad de agregados.....	80
VII. CONCLUSIONES.....	85
VIII. REFERENCIAS.....	87
ANEXO I: DESCRIPCION DE PERFILES.....	103
ANEXO II: CORRELACIONES.....	122

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Zonas de influencia dentro de un ecosistema ribereño, modificado de Eubanks y Meadow (2003).....	3
Figura 2: COS en el ciclo global del carbono. Modificado de FAO (2017).....	10
Figura 3: El COS participa en múltiples funciones y contribuye significativamente a múltiples servicios ecosistémicos.	11
Figura 4: Diagrama conceptual de los controles regionales y locales sobre los reservorios de carbono orgánico en sistemas fluviales (Sutfin <i>et al.</i> , 2016)	13
Figura 5: Factores que afectan la agregación del suelo (Bronick y Lal, 2005).	19
Figura 6: Modelos más importantes sobre la dinámica de macro y microagregación del suelo	20
Figura 7: Zonificación del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl-Zoquiapan y Anexas	31
Figura 8: Perfil fisonómico fisiográfico de las comunidades vegetales presentes en el norte de la Sierra Nevada	33
Figura 9: Uso de suelo y vegetación del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl y sus alrededores.	35
Figura 10: Vista general de los sitios de estudio. A: pastizal montano ubicado a 4,000 msnm; B: bosque de oyamel a 3,000 msnm; C: zona agrícola a 2500 msnm.....	36
Figura 11: Esquema del diseño de muestreo dentro de cada ambiente ribereño. Las posiciones corresponden a: 1) las llanuras de inundación de los arroyos; 2) zona media de la pendiente que aún recibe la influencia del frente de humedad y 3) la correspondiente a la parte alta.....	37
Figura 12: Trabajo en campo. A: excavación de un perfil; B: caminata hacia los sitios de estudio; C: reacción al NaF y al H ₂ O ₂ ; D: descripción de un perfil; E-F: <i>Penstemon gentianoides</i> y <i>Cirsium nivale</i> plantas características de las praderas de alta montaña; G: plántula de <i>Abies religiosa</i> ; H: vegetación asociada a suelos inundados; I-J: hepáticas y musgos generalmente cubren los bordes de los canales brindando protección contra la erosión.	38

Figura 13: A: macroagregados de muestras inalteradas; B: tamizado en húmedo; C: agregados retenidos en el tamiz; D: dispersión de agregados para corrección de arenas.	39
Figura 14: Análisis de laboratorio: A: textura; B: densidad aparente; C: curvas de retención de humedad; D: nitrógeno total; E: bases intercambiables; F: pH; G: CIC.....	42
Figura 15: Elaboración de secciones delgadas de suelo: A: secado de muestras inalteradas; B: impregnación con resina epoxica; C: corte de los bloques con un disco punta diamante; D: bloque cortado; E: bloques pulidos y pegados sobre un portaobjetos; F: sección delgada pulida a 30 μ ;G: secciones delgadas con cubreobjetos; H: sección delgada lista para su análisis bajo el microscopio petrográfico.	42
Figura 16: En la imagen de la izquierda se observa el límite inferior del glaciar que abarco gran parte del valle y la morrena Milpulco-1 (CONANP, 2013). A la derecha se ve la zona de estudio y la ubicación de las diferentes posiciones de la catena.....	44
Figura 17: A: franja ribereña; B: Perfil topográfico de la ladera y puntos de muestreo; C: suelo adyacente al canal cubierto por musgo y herbáceas; D: bosque de oyamel con gran diversidad de plantas; E: plántulas de oyamel establecidas cerca del canal.	46
Figura 18: A: sistema ribereño en la zona agrícola; B: perfil topográfico del talud y puntos de muestreo; C: acumulación de sedimentos; D: erosión del cauce; E: zona de transición entre las tierras agrícolas y la franja ribereña.....	48
Figura 19: Unidades de suelo de los sitios de estudio, los suelos a la izquierda son los adyacentes a la corriente, en el centro los de las partes medias de las laderas y a la derecha los de las posiciones más altas.....	59
Figura 20: Microfotografías en luz polarizada plana que muestran: el obscurecimiento del suelo en el horizonte A (a,b y e) por la incorporación de materia orgánica, y el intemperismo de pómez (P) y vidrio volcánico (flechas) en el horizonte Bw (c,d y f), bajo pastizal (a-c), bosque de oyamel (b-d) y en la zona agrícola (e- f) n la zona agrícola.	62

Figura 21: Microfotografías en luz polarizada plana que muestran hiporevestimientos (hr), revestimientos (r) y nodulos (Nd) de Fe en suelos ribereños adyacentes al canal (a) y dentro del abanico aluvial (b) bajo pastizal montano.	63
Figura 22: Características del suelo en el valle glaciar. a) los periodos de inundación en esta zona permiten el desarrollo de vegetación acuática; b) tejidos vegetales bien conservados; c) horizonte Oe donde los materiales orgánicos y aun se reconocen algunas estructuras vegetales; d) formación de agregados granulares y migajosos en el horizonte orgánico; e) acumulación de materia orgánica que impregna la matriz conformada por cenizas volcánicas y pomez; f) numerosos fragmentos de roca combinados con material fino.	65
Figura 23: Medias de la densidad de carbono orgánico en el perfil por tipo de vegetación y posición en la ladera. Las barras de error representan el error estándar la media y las letras sobre las barras indican diferencias significativas según la prueba de Tukey ($P < 0.05$) en las posiciones dentro de cada tipo vegetación y uso de suelo.	69
Figura 24: Contenido de carbono orgánico en el horizonte superficial (20 cm) de suelos ribereños y tierras altas adyacentes bajo diferentes tipos de vegetación. Las barras de error representan el error estándar la media y las letras sobre las barras indican diferencias significativas según la prueba de Tukey ($P < 0.05$).	71
Figura 25: Correlación entre el contenido de materia orgánica y algunas propiedades del suelo	72
Figura 26: Profundidad del perfil y porcentaje de carbono orgánico del suelo por horizonte, tipo de vegetación y posición en el paisaje.	73
Figura 27: Medias de la estabilidad de agregados en agua en suelo superficial bajo diferentes tipos de vegetación. Las barras de error representan el error estándar de la media y las letras sobre las barras indican diferencias significativas según la prueba de Tukey ($P < 0.05$).	78
Figura 28: Distribución de agregados estables en agua bajo diferentes tipos de vegetación y usos de suelo. Las barras de error representan el error estándar de la media.	79
Figura 29: Microfotografías: a) distribución de raíces (flechas rojas) en un andosol bajo pastizal montano; b) distribución de raíces (flechas rojas) en suelo ribereño bajo	

pastizal montano; c) distribución de residuos vegetales en suelo ribereño de la zona agrícola; d) residuos vegetales en suelos cultivados. Fotografías de agregados bajo bosque de oyamel: e) poros cámara con excretas de lombriz en suelos ribereños; f) excretas y actividad de lombrices en un andosol. 82

Figura 30: Correlación entre los índices de estabilidad y el contenido de carbono orgánico del suelo. 84

LISTA DE CUADROS

Cuadro 1: Estudios de carbono orgánico en suelos ribereños a nivel nacional e internacional.	15
Cuadro 2: Regiones climáticas de la Sierra Nevada (Miehlich, 1991).....	32
Cuadro 3: Análisis de varianza de las propiedades físicas de los suelos estudiados.....	50
Cuadro 4: Analisis de varianza de las propiedades químicas de los suelos estudiados.....	50
Cuadro 5: Valores medios de las propiedades edáficas de los diferentes usos de suelo.	52
Cuadro 6: Medias de las propiedades edáficas correspondientes a la posición de las muestras en las catenas dentro de cada sistema ribereño.	55
Cuadro 7: Clasificación de suelos de acuerdo con la taxonomía de suelos.....	58
Cuadro 8: Propiedades ándicas evaluadas en suelos de la cuenca de Alcalican.	60
Cuadro 9: Contenidos de carbono orgánico en suelos ribereños y tierras altas adyacentes por tipo de vegetación y uso de suelo.	67
Cuadro 10: Análisis de varianza de la estabilidad de agregados en húmedo de los diferentes sitios de estudio.....	78
Cuadro 11: Distribución de agregados estables de acuerdo al tipo de vegetación y su posición en el paisaje.	81

I. INTRODUCCIÓN

Los sistemas ribereños, la interfaz entre la tierra y los ecosistemas acuáticos, pueden categorizarse dentro de los más diversos, dinámicos y complejos hábitats presentes en la tierra (Sweeney *et al.*, 2004). De hecho, se estima que las llanuras de inundación cubren entre 0.8×10^6 y 2×10^6 km² a nivel mundial (Leopold *et al.*, 1964; Tockner y Stanford, 2002). Los ríos y los arroyos son componentes dinámicos en los ecosistemas terrestres al transportar diferentes tamaños de partículas, las cuales se depositan a lo largo de las llanuras de inundación. Estos sistemas ribereños también son los responsables de distribuir espacialmente al carbono, regular su suministro al océano y la atmósfera, e incrementar su retención y almacenamiento dentro del suelo, lo cual influye en el mantenimiento de las redes alimentarias (Aufdenkampe *et al.*, 2011; Sutfin *et al.*, 2016). Asimismo, se considera que estos ecosistemas, pequeños componentes dentro del paisaje, contribuyen de manera desproporcionada a los procesos biogeoquímicos que subyacen a los servicios clave del ecosistema y desempeñan un papel fundamental en el suministro de servicios de regulación, culturales y de apoyo (Naiman *et al.*, 1993; Naiman y Décamps, 1997; Allan, 2004). Muchos de estos beneficios ecológicos y sociales dependen en gran medida del contenido de carbono.

Los ecosistemas ribereños se han reconocido recientemente como importantes regiones de almacenamiento y con un potencial considerable de secuestro de C para mitigar el calentamiento global a través de la captura de CO₂ atmosférico en los compartimentos vegetales y edáficos (Batjes, 1996; Granados *et al.*, 2006; Zehetner *et al.*, 2009; Cierjacks *et al.*, 2010). El alto contenido de C se atribuye a la alta productividad primaria (materia orgánica autóctona) y a la materia orgánica (alóctona) que ingresa con los sedimentos a las llanuras de inundación (Ricker *et al.*, 2013).

La alta productividad primaria genera grandes cantidades de materia orgánica derivada de residuos vegetales, que se descompone parcialmente y se conserva como carbono orgánico (CO) lábil o como carbono orgánico disuelto (Kayranli *et al.*, 2010). Los materiales lábiles son vulnerables a la pérdida con cambios en la gestión y las condiciones ambientales. Por ello, la dinámica del carbono orgánico en los suelos ribereños no es sólo una cuestión de la entrada de materia orgánica (MO), sino también de su estabilización contra la mineralización (Bernoux *et al.*, 2006; Bernal y Mitsch, 2008).

La materia orgánica del suelo puede protegerse de la degradación a través de la microagregación (53–250 μm) dentro de macroagregados (250–2000 μm), en donde ocurre la unión física con las arcillas, limos, y la formación de compuestos de CO recalcitrantes (Six *et al.*, 2002, Plante *et al.*, 2011).

De acuerdo con Sollins *et al* (1996), la estructura del suelo y la formación de agregados es fundamental para la estabilización de la materia orgánica del suelo. Sin embargo, los efectos de la estructura y/o agregación del suelo en la dinámica del carbono orgánico del suelo siguen siendo uno de los procesos menos conocidos, particularmente en los ecosistemas ribereños de montaña, en los que poco se sabe acerca de su formación y estabilidad. Además, en estos sistemas, las características de los suelos están fuertemente relacionadas con diversos gradientes ambientales que cambian las características ecológicas a través de sus zonas de influencia.

Las riberas tienen características ambientales y tipos de vegetación distintas a lo largo del gradiente longitudinal que varía con la altura y diferentes condiciones hidrogeomorfológicas a través del gradiente lateral (Naiman y Décamps, 1997; Harris, 1987). Estas condiciones están determinadas por la frecuencia y duración de las inundaciones, la distancia al canal del río, la velocidad del flujo de agua y la carga de sedimentos. Comprender los factores que afectan la agregación del suelo y la dinámica del carbono en diferentes sistemas ribereños a lo largo de un gradiente altitudinal es importante para determinar los efectos de la estructura del suelo en el balance de carbono en las riberas y para hacer una predicción más precisa de la respuesta de estos ecosistemas a diversas perturbaciones. El objetivo del estudio es evaluar la formación de agregados y la acumulación CO en los suelos ribereños bajo diferente vegetación a lo largo de un gradiente altitudinal y vertical en el Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. Ecosistemas ribereños: estructura y funciones

Desde una perspectiva ecológica se entiende como ecosistemas ribereños al conjunto de la biota y los procesos biogeoquímicos que ocurren en la zona de transición entre los ecosistemas terrestres y acuáticos a lo largo de las llanuras de inundación y que se distinguen por tener gradientes en sus condiciones biofísicas, procesos ecológicos y biota (Osborne y Kovacic, 1993; Price y Lovett, 2004; Naiman *et al.*, 2005). Las planicies de inundación son las superficies topográficas relativamente planas adyacentes a los ríos que experimentan inundaciones periódicas y se distinguen de las tierras altas adyacentes que no son inundadas regularmente (Leopold *et al.*, 1964).

Los ecosistemas ribereños, comúnmente denominados franjas de amortiguamiento, tienen límites muy variables donde generalmente se incluyen aquellas partes de los ecosistemas terrestres que participan en el intercambio de energía y materia con los ecosistemas acuáticos; es decir, una zona de influencia (Manci, 1989; Lewis *et al.*, 2003). Estas áreas de influencia en las riberas se pueden concebir como áreas longitudinales, laterales y verticales (Eubanks y Meadows, 2003) (Figura 1). A continuación, se analiza cada una de ellas.

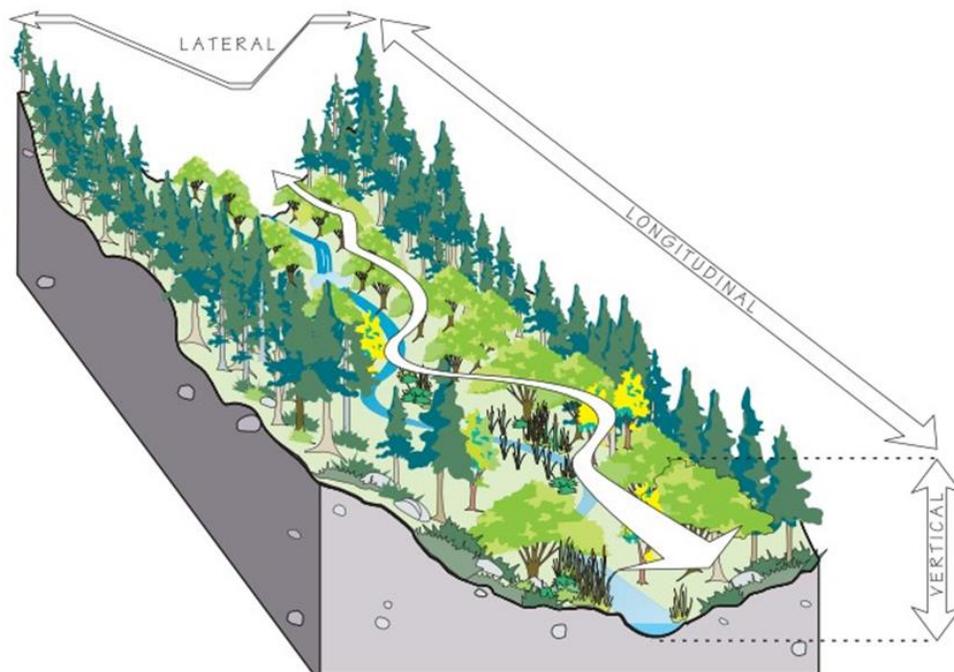


Figura 1: Zonas de influencia dentro de un ecosistema ribereño, modificado de Eubanks y Meadow (2003).

- a) *Influencia longitudinal*: se extiende con la longitud del arroyo, las áreas ribereñas poseen una estructura distinta a lo largo del gradiente longitudinal, y forman corredores que se extienden dentro y hacia diferentes regiones, debido a las vastas diferencias en factores como la altitud, la precipitación (magnitud y distribución), el viento, la temperatura, las características del suelo y las características geológicas. Además, las áreas ribereñas adquieren diferentes apariencias y características que son determinantes de la estructura de la vegetación y sus comunidades en general (Malanson, 1993; Mikkelsen y Vesho, 2000; Ghermandi *et al.*, 2009).
- b) La *influencia lateral* comienza en el cuerpo de agua y se extiende a través de la vegetación ribereña, de los ecotonos de transición, hacia la vegetación de tierras altas o hasta el punto donde se inicia el flujo por tierra (escorrentía). En esta zona, los procesos fluviales son los responsables de las diversas características de las llanuras de inundación, además se pueden combinar con los procesos de erosión del canal. A medida que la corriente se mueve de manera descendente erosiona el canal y las llanuras de inundación la ribera, los sedimentos depositan en un punto más bajo y finalmente estos sedimentos comienzan a soportar vegetación y la zona se convierte en un área ribereña estable (Leopold *et al.*, 1964; Gurnell *et al.*, 2012). Los sedimentos transportados por las inundaciones se depositan en la llanura de inundación, en donde el material más grueso y pesado se sedimenta primero en las zonas adyacentes al canal y el material más fino se deposita en sitios más lejos del canal.

Estos procesos fluviales, en combinación con el gradiente de humedad que se aleja del río, crean variaciones texturales, de humedad y fertilidad en los suelos de las llanuras de inundación que pueden dar como resultado cambios bruscos en la composición de la vegetación ribereña (Brinson *et al.*, 1981). Las diferencias pronunciadas en la vegetación, como resultado de sensibilidad específica de las plantas frente a las inundaciones, resulta también, en diferentes fuentes y calidad de materia orgánica autóctona (Rieger *et al.*, 2013) y raíces con diferente densidad y arquitectura que pueden influir en la acumulación y distribución del carbono orgánico, en el tamaño y estabilidad de los agregados, así como en la porosidad del suelo (Zhao *et al.*, 2017).

- c) La *influencia vertical* se extiende debajo del nivel freático de la estación seca y a través del dosel de vegetación madura. En ciertos ecosistemas, el pasto puede ser la vegetación naturalmente madura; en otros, puede ser cactus o matorrales.

Möller (2011) menciona que las principales funciones ecológicas que desempeñan las zonas ribereñas se pueden clasificar en tres categorías: (a) hidrología y dinámica de sedimentos, (b) biogeoquímica y ciclo de nutrientes, y (c) hábitat y mantención de tramas tróficas. Las funciones relacionadas con la dinámica hidrológica y de los sedimentos están relacionadas con el almacenamiento de las aguas superficiales y reducción de los daños por inundaciones (Daly *et al.*, 2015). La vegetación ribereña desempeña un papel importante en la reducción de sedimentos, al reducir la fuerza de tracción del agua, proteger los bancos y disminuir su tasa de erosión (IDNR, 2006). Además, en las riberas se interceptan, ciclan y acumulan los nutrientes, pesticidas y metales pesados que se transportan con los sedimentos (Schultz *et al.*, 2004), eliminando contaminantes del flujo superficial y el agua subterránea. Muchos de estos compuestos químicos se descomponen por procesos físicos o bioquímicos y se reducen a formas inofensivas, son absorbidos por la vegetación ribereña durante la temporada de crecimiento y se incorporan a sus tejidos o bien forman complejos órgano-minerales y se almacenan permanentemente en los suelos del área ribereña. De este modo, las riberas contribuyen a mantener la calidad del agua en cuencas altamente cultivadas o urbanizadas.

La conservación de las franjas ribereñas es de gran importancia para la vida acuática, ya que la vegetación regula la entrada de energía (a través del estrato arbóreo) y materia orgánica en las corrientes (Naiman y Decamps, 2005). Los ecosistemas ribereños no perturbados normalmente proporcionan abundante alimento, cobertura y agua; en consecuencia, estos ecosistemas son extremadamente productivos y funcionan como hábitat para plantas y la vida silvestre (Brinson *et al.* 1981). Además, la naturaleza lineal de los bosques ribereños hace de ellos excelentes corredores biológicos para conectar bosques aislados y evitar el efecto isla generado por la fragmentación de los ecosistemas (Bentrop, 1998).

2.1.1. Amenazas de los ecosistemas ribereños

Las llanuras aluviales se encuentran entre los ecosistemas biológicamente más productivos y diversos de la tierra, y son de gran importancia cultural y económica. Muchas de las civilizaciones tempranas se establecieron en las fértiles llanuras de inundación de grandes ríos y han sido puntos focales para el desarrollo urbano y la explotación de sus recursos y funciones naturales (Tockner y Stanford, 2002). Sin embargo, estos ecosistemas se encuentran entre los más amenazados del mundo.

De acuerdo con Dixon *et al.* (2016), a nivel mundial los humedales ribereños han ido desapareciendo a un ritmo acelerado; por ejemplo, entre 1970 y 2008 se perdió 31 % de su superficie. Estudios más detallados reportan que en Europa y América del Norte esta pérdida ha sido aún más drástica con 90 %, debido a que las planicies de inundación se utilizan como tierras de cultivo (Tockner y Stanford, 2002). Además, prácticas de manejo como la construcción de represas, diques, canalización de la corriente, la extracción de agua e incluso el cambio climático alteran los patrones hidrológicos y aceleran la desaparición de las riberas y las llanuras inundables naturales (Kingsford, 2000; Tockner y Stanford, 2002; Aufdenkampe *et al.*, 2011; Sutfin *et al.*, 2016). La integridad ecológica, así como los servicios ecosistémicos vitales para la humanidad, dependen de los patrones regulares de inundación y secado provistos por los regímenes del flujo natural de ahí la importancia de estudiar los suelos ribereños y planos de inundación.

El uso de la tierra también es otro factor que está influyendo de manera importante en el suministro de sedimentos y carbono a los ríos, así como en sus tasas de acumulación en las llanuras aluviales. Mitra *et al.* (2005) señalan que la conversión de las llanuras aluviales fértiles a otros usos de la tierra ha causado importantes emisiones de carbono. Por ejemplo, algunas investigaciones han encontrado que las emisiones de CO₂ del suelo son significativamente más altas en bosques ribereños perturbados (entre 49-194 mg CO₂ m⁻² h⁻¹) que en sistemas conservados (entre 50-110 mg CO₂ m⁻² h⁻¹) (De Carlo *et al.*, 2019); aunque los valores varían ampliamente dependiendo de la temperatura, la humedad del suelo, la micropopografía y la estructura de la vegetación. Por otro lado, la información sobre las emisiones en las zonas ribereñas de uso agrícolas sigue siendo escasa.

En estudios realizados en la Sierra Nevada de California por Norton *et al.* (2011) encontraron que las pedreras ribereñas de montaña degradadas por la tala, el pastoreo no regulado y el uso de vehículos recreativos almacenaban cantidades más bajas de COS que las praderas conservadas. Otros autores como Noe y Hupp (2005) y McCarty *et al.* (2000) señalan que la acumulación de CO en las llanuras de inundación se puede incrementar con la cosecha forestal, y disminuir la erosión y el movimiento de sedimentos hacia abajo.

Con la eliminación de la cubierta vegetal natural, como consecuencia de las diferentes actividades humanas, se acelera la degradación del cauce, se erosionan los sedimentos ya existentes y el suelo; además, se incrementa el carbono y los sedimentos que se mueven a través de los sistemas fluviales

hasta los lagos y reservorios artificiales, provocando el azolve y eutrofización de cuerpos de agua (Naiman *et al.*, 2005; Granados *et al.*, 2006). En general, la modificación del régimen dinámico natural, por las diversas actividades humanas, puede llevar a extremos extendidos de sequías o inundaciones, con el consiguiente descenso drástico de la productividad de los ecosistemas ribereños (Manci, 1989).

Todos los grandes ríos del mundo tienen sus cabeceras en tierras montañosas y más de la mitad de la humanidad depende del agua dulce que se acumula en estas zonas (Ceccone, 2017). En ese sentido, los bosques y los pastizales de alta montaña desempeñan un papel crucial en el desarrollo sostenible de estas zonas y en la conservación de las cuencas hidrográficas que suministran agua potable, además suelen albergar entre 13 y 20 % de la flora (Hancock *et al.*, 1996) y se estima que más del 75 % de las especies de vida silvestre terrestre dependen de las áreas ribereña durante al menos una parte de su ciclo de vida (Chaney *et al.*, 1990). En el caso de las riberas, así como otros ecosistemas de alta montaña, se encuentran amenazadas por el incremento de las tasas de deforestación y urbanización, el impacto de actividades mineras y son particularmente sensibles al calentamiento global ya que dependen del agua proveniente del deshielo de los glaciares y las nieves perpetuas (Viviroli *et al.*, 2007).

A nivel nacional, los ecosistemas ribereños se engloban dentro de los humedales. Se calcula que México posee aproximadamente 3 318 500 ha de humedales, de las que 1 479 800 corresponden a ecosistemas costeros y 1 751 500 a humedales continentales (estuarios, lagunas, pantanos, riberas y humedales artificiales) (UEB, 2013). Sin embargo, desde el punto de vista de los humedales, los ecosistemas ribereños están poco representados pues se calcula que las áreas ribereñas asociadas a las diversas corrientes de la Red Hidrográfica Nacional (INEGI) podrían abarcar hasta 1 266 158 ha (Cruz *et al.*, 2019). Por otro lado, se estima que México ha perdido el 62 % de sus humedales, esto principalmente por la sobreexplotación del agua para actividades agropecuarias (Landgrave y Moreno, 2012).

Hernández y Granados (2006) establecen que dentro del límite del Parque Nacional Iztaccíhuatl Popocatepetl y su zona de influencia, se encuentran cuatro franjas altitudinales, en donde se observa el impacto causado por diferentes grados de aprovechamiento de los recursos naturales:

- 1) Sierra: zona que se extiende de 2700 a 4000-5000 m que muestra un marcado deterioro de su riqueza biológica, causado por la explotación forestal intensiva, el avance de los asentamientos

urbanos y el aprovechamiento indefinido e indiscriminado de sus recursos. 2) Zona de erosión inducida: se ubica entre los 2500 y 2750 m es un área con acceso relativamente fácil y cercano a comunidades, muestra los devastadores efectos de la utilización indiscriminada de los recursos naturales. 3) Somontano: en esta zona se desarrollan gran parte de las actividades productivas, como el cultivo en pequeña escala de frutales, algunas hortalizas y especies forrajeras y como cultivos de subsistencia el maíz y el frijol. Otra de las actividades de gran impacto en esta zona, pero que se desplaza cada vez con más frecuencia y a mayores altitudes es la ganadería. 4) Llanura: zona de asentamientos humanos y la que por su cercanía con la ciudad de México se ve sometida a fuertes presiones por el uso de suelo para la construcción de casas y los servicios que son inherentes al desarrollo urbano.

Las alteraciones en las riberas, resultantes de la remoción de los bosques y la conversión a la agricultura, tienen consecuencias tales como la disminución de la calidad del agua, la alteración hidráulica de las vías fluviales, la alteración de los hábitats y poblaciones de la vida silvestre (Schultz *et al.*, 1995). Asimismo, también ocurre reducción en la absorción de contaminantes, erosión del suelo y pérdida del CO (Jones *et al.*, 2010), con el consecuente aumento del CO₂ atmosférico. Por ejemplo, un estudio realizado en 78 sistemas loticos asociados con ambientes ribereños de la Reserva de la Biosfera Los Volcanes (Guerra y Cruz, 2017) encontraron que el uso del suelo afecta significativamente la calidad del agua. En riberas con bosques degradados, uso recreativo, agropecuario y urbano el agua presentaba valores altos de pH, contenidos altos de amonio nitratos, fósforo total y ortofosfatos en algunos sitios. También encontraron bajos niveles de oxigenación en sitios con actividad acuícola, por la aportación de una gran carga orgánica, y en la zona de uso urbano, donde los procesos de degradación aumentan y consumen el oxígeno disponible.

Actualmente, existe una necesidad urgente de preservar los ríos y las llanuras de inundación como recursos globales estratégicos y comenzar a restaurar la dinámica hidrológica, el transporte de sedimentos y la vegetación ribereña en aquellos ríos que conservan algún nivel de integridad ecológica (Tockner y Stanford, 2002). De lo contrario, en las próximas décadas se podría enfrentar una dramática disminución de la biodiversidad y de los servicios de estos ecosistemas. Asimismo, que es de vital importancia tener medidas de los indicadores que contribuyen a los servicios de los ecosistemas (el ciclo del agua y los nutrientes, la estabilidad del suelo) a lo largo de los gradientes del paisaje ribereño mediante la identificación de propiedades específicas del suelo y la vegetación

relacionados con el funcionamiento deseable de las franjas ribereñas. Lowrance *et al.* (2002) sugieren que la capacidad de estos sistemas para cumplir con sus funciones se puede medir indirectamente al evaluar la estructura (estabilidad de agregados) y el carbono orgánico del suelo, además la tasa de infiltración, la biomasa microbiana, y las tasas de desnitrificación.

2.2. Carbono orgánico del suelo

El carbono orgánico (COS) es un componente de la materia orgánica del suelo (MOS) y representa entre 50-58 % de la misma (Pribyl, 2010); es una parte del ciclo global del carbono (FAO, 2017), que implica el flujo de este elemento en el suelo, la vegetación, el océano y la atmósfera (Figura 2). A escala global, el suelo es el principal reservorio de carbono en los ecosistemas terrestres y se estima que en el primer metro de profundidad se almacena entre 1,500 y 2,400 billones de toneladas de CO, dos veces más grande que el de la atmósfera, y casi tres más que la biomasa vegetal (Smith *et al.*, 2008). El COS en los ecosistemas terrestres es muy dinámico, se mueve constantemente entre las diferentes reservas globales en varias formas moleculares (Kane, 2015) y el impacto de las actividades humanas pueden convertir al COS en un sumidero o una fuente neta de CO₂ a la atmósfera.

El ciclo de carbono comienza con los organismos autótrofos (principalmente las plantas, aunque también participan microorganismos fotoautótrofos y quimioautótrofos) que utilizan el dióxido de carbono (CO₂) atmosférico para sintetizar compuestos orgánicos. Posteriormente, el material orgánico muerto (principalmente residuos de plantas y exudados radiculares) es reincorporado por la fauna del suelo, lo que conduce a la entrada de CO en el suelo; luego este material orgánico es transformado por microorganismos heterótrofos (FAO, 2017). La transformación de los residuos orgánicos por los microorganismos da como resultado una mezcla biogeoquímica compleja de compuestos orgánicos de origen vegetal, animal y microbiano en descomposición progresiva (Von Lützow *et al.*, 2006). Los complejos orgánicos se estabilizan al asociarse con los minerales del suelo, por oclusión dentro de los agregados (Lal *et al.*, 2015; Lehmann y Kleber, 2015), lo que permite que el COS persista en el suelo durante décadas, siglos o incluso milenios (Schmidt *et al.*, 2011). Finalmente, el CO₂ se emite nuevamente a la atmósfera por la mineralización de la materia orgánica por microorganismos y también por la acción de exudados radiculares (ácido oxálico) a través de la liberación de los compuestos orgánicos asociados con minerales (Keiluweit *et al.*,

2015). El COS se exporta a los ríos y océanos como carbono orgánico disuelto (COD) o como parte de materiales erosionados (FAO, 2017).

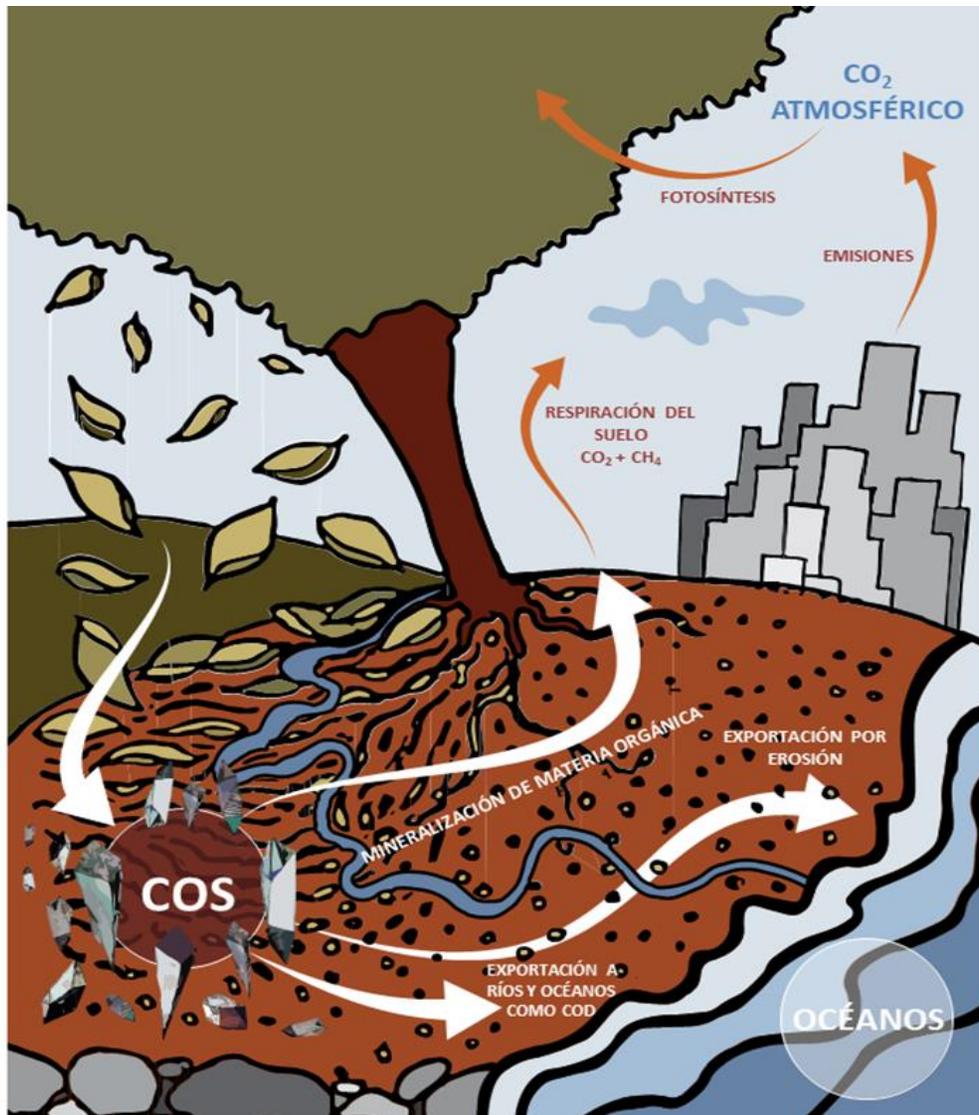


Figura 2: COS en el ciclo global del carbono. Modificado de FAO (2017).

El COS desempeña un papel crucial en el funcionamiento del ecosistema del suelo, ya que regula la mayoría de los servicios ecosistémicos (Figura 3). Es además, un indicador clave para la salud del suelo debido a sus contribuciones a la producción de alimentos, la mitigación y la adaptación al cambio climático, y su papel en el almacenamiento y purificación del agua (Lal, 2004).

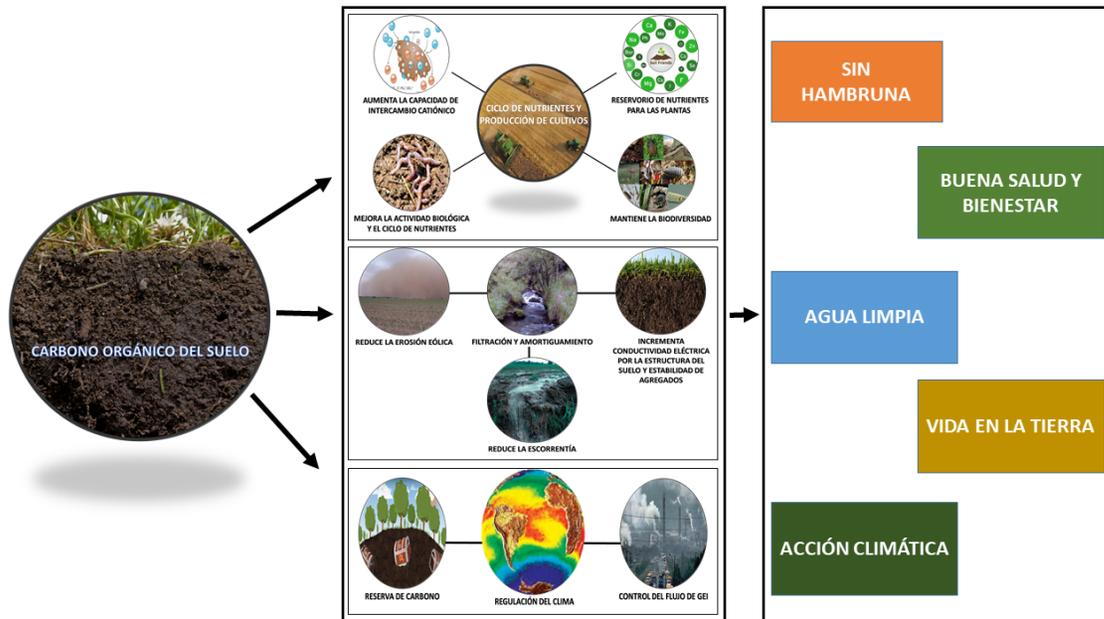


Figura 3: El COS participa en múltiples funciones y contribuye significativamente a múltiples servicios ecosistémicos.

La MOS es fundamental para la estabilización de la estructura del suelo, la retención y liberación de nutrientes para el crecimiento de las plantas y el mantenimiento de la capacidad de retención de agua, lo que la convierte en un indicador clave no sólo para la productividad agrícola, sino también para la resiliencia ambiental (Lal, 2014; Van der Wal y De Boer, 2017). La MOS es la base de procesos fisicoquímicos y biológicos críticos e impulsa casi todos los servicios clave que sustentan el papel de los suelos saludables en el mantenimiento de la vida terrestre, incluidos los servicios de aprovisionamiento, apoyo, regulación y culturales:

- Servicios de aprovisionamiento: la MOS sirve como base para la producción de alimentos, fibras, madera y el crecimiento de la vegetación nativa a través de su influencia sobre la estructura del suelo, la disponibilidad de nutrientes y agua (Banwart *et al.*, 2014).
- Servicios de regulación: la MOS reduce la erosión del suelo, el escurrimiento del agua y la atenuación de contaminantes tóxicos, y regula el cambio climático mediante la compensación de las emisiones de gases de efecto invernadero (Lal, 2004).
- Servicios de apoyo: respaldan el cumplimiento de los demás servicios a través de la formación y descomposición de la MOS, que influye en la producción de biomasa, el ciclo de los nutrientes, la provisión de recursos genéticos y la biodiversidad del suelo (Brady *et al.*, 2015).

- Servicios culturales: El suelo es una de las principales fuentes de información sobre culturas del pasado. Algunas fracciones de COS sobreviven milenios en la naturaleza, de echo los isótopos estables pueden proporcionar evidencia de condiciones pedogénicas y climáticas pasadas (Lal, 2007; Kovda *et al.*, 2016).

2.2.1. Carbono orgánico en suelos ribereños

Los ríos pocas veces son considerados como componentes dinámicos del ciclo del carbono en los ecosistemas terrestres, a pesar de que distribuyen y entregan sedimentos y carbono orgánico (CO) a través del paisaje. A su vez, la distribución espacial del carbono dentro de los ecosistemas ribereños regula el suministro de C al océano y la atmósfera, la retención y el almacenamiento de este elemento dentro del suelo e influye en el mantenimiento de las redes alimentarias (Tockner y Stanford, 2002).

El COS en las riberas juega un papel vital en la provisión y mantenimiento de los diversos servicios ambientales y funciones de estos ecosistemas, sobre todo por su relación con la estabilidad de los agregados y la capacidad de estos suelos para actuar como un amortiguador ambiental. Diferentes investigaciones (Batjes, 1996; Zehetner *et al.*, 2009; Cierjacks *et al.*, 2010; Ricker *et al.*, 2013; Figueiredo *et al.*, 2016) han encontrado que los suelos formados en las planicies de inundación contienen mayores contenidos de CO en comparación con las tierras altas adyacentes. Los altos contenidos de CO en los suelos ribereños se atribuyen principalmente a dos razones: 1) la alta producción primaria neta, característica de los sistemas ribereños, y 2) al ingreso de sedimentos a las llanuras de inundación que pueden contener cantidades significativas de MO alóctona (Graf *et al.*, 2016). Sin embargo, la dinámica del CO en los ecosistemas ribereños es un proceso complejo que se relaciona con los atributos físicos de los ríos y los factores que regulan la retención según la influencia del clima, la geología, la hidrología y la geomorfología.

En los ecosistemas ribereños, el CO se almacena principalmente en cuatro reservorios: (1) en la biomasa de la vegetación ribereña; (2) en la madera caída; (3) en sedimentos, suelos y hojarasca en las llanuras de inundación y dentro de la corriente; y (4) en la biomasa en la corriente (algas, invertebrados, peces, etc.) (Sutfin *et al.*, 2016). En estos entornos, la distribución del CO a escala del paisaje depende en gran medida de los factores que influyen en la producción primaria bruta y en la descomposición, el transporte y la acumulación de MO (Dodds *et al.*, 2015). Estos impulsores a gran escala incluyen el entorno geológico y la ecorregión (Figura 4). Sin embargo, la dirección

y la magnitud de las influencias en las fuentes de CO, la retención y los flujos en los ecosistemas ribereños varían enormemente en la superficie de la tierra dependiendo de las características locales y regionales (Sutfin *et al.*, 2016).

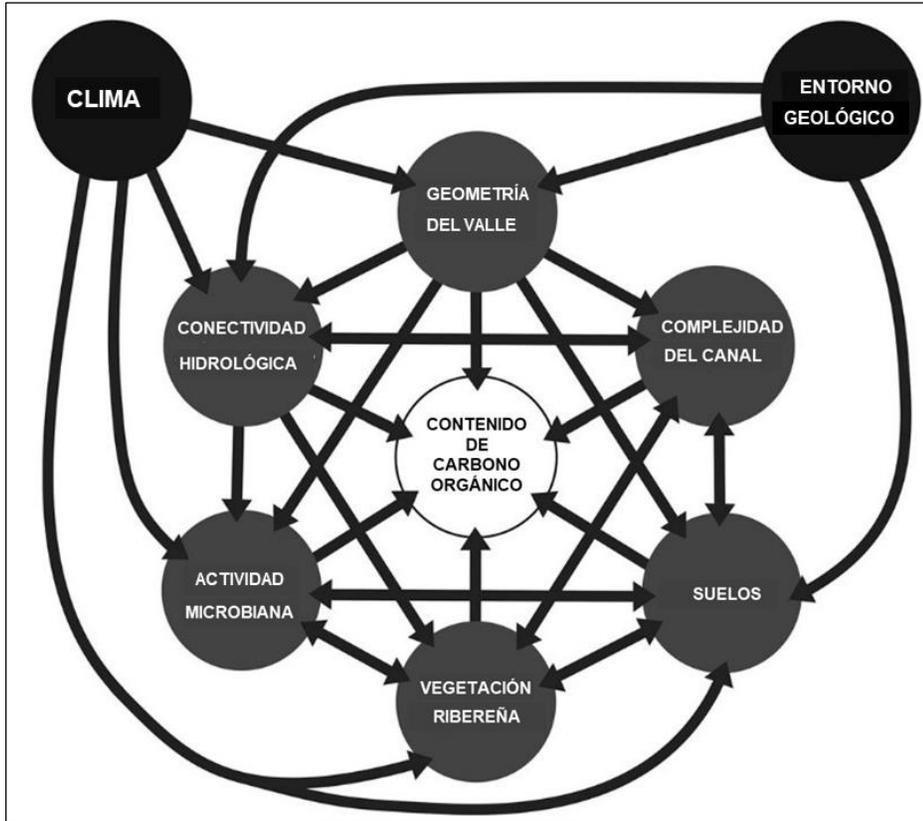


Figura 4: Diagrama conceptual de los controles regionales y locales sobre los reservorios de carbono orgánico en sistemas fluviales (Sutfin *et al.*, 2016)

- a. *Biomasa de la vegetación:* este es uno de los reservorios más importantes de carbono en las riberas, proporciona gran parte del carbono que se almacena en las llanuras de inundación (Lewis *et al.*, 2003; Naiman *et al.*, 2005). Si bien se han realizado varios trabajos que examinan el carbono almacenado en la biomasa área de la vegetación ribereña estos siguen siendo muy limitados. De acuerdo con Sutfin *et al.* (2016) los contenidos, incluyendo la vegetación y madera caída, varían en un amplio rango (<1 a $2794 \text{ Mg C ha}^{-1}$) y se relaciona estrechamente con la estructura de la vegetación y la etapa de sucesión. Algunos de estos trabajos (Giese *et al.*, 2003; Dwire *et al.*, 2004; Fierke y Kauffman, 2005; Cierjacks *et al.*, 2010; Wohl *et al.*, 2012) concentrados en zonas templadas reportan valores más altos en bosques ribereños antiguos de coníferas, mientras que los valores más bajos ocurren en los rodales de álamos y sauce de sucesión temprana y praderas dominadas por

herbáceas. Además, señalan que sitios con alteración o eliminación de la vegetación ribereña tuvieron valores notablemente más bajos y que los bosques maduros que albergan una gran diversidad de especies arbóreas y de sotobosque pueden almacenar entre 100 a 300 Mg C ha⁻¹ en la biomasa ribereña.

La vegetación también controla la cantidad y calidad de la materia orgánica autóctona de las llanuras de inundación y regula la entrada de nutrientes a las corrientes (Cummins, 1974). Pocos estudios se han enfocado en la caracterización química de la MO proveniente de distintos tipos de vegetación ribereña; por ejemplo, Wang *et al.* (2018) encontraron que la vegetación caducifolia de hoja ancha y las plantas acuáticas proporcionan más sustancias con características húmicas y fúlvicas. Los estudios sobre la materia orgánica disuelta que se exporta hacia las corrientes señalan que las fracciones dominantes son los lípidos, proteínas y compuestos carbonílicos, derivadas principalmente de fuentes microbianas y actividad biológica y que la dominancia o presencia de estos compuestos se relaciona con el uso y grupo de suelo y con el tipo de vegetación y el grupo de suelo (Wang *et al.*, 2015; Garrido y Mendoza, 2016; Bernal *et al.*, 2018; Ledesma *et al.*, 2018).

- b. La madera caída. Este compartimento es una fuente importante de MO para los sistemas fluviales y las llanuras de inundación (Lewis *et al.*, 2003) y hay pocos estudios que toman en cuenta el carbono almacenado en este reservorio. Los grandes volúmenes de madera caída ofrecen un potencial para el almacenamiento a largo plazo y son una fuente importante de materia orgánica particulada (MOP), una fracción lábil de MO que está constituida por restos vegetales, animales y hongos en distintos grados de descomposición con un tamaño de partícula de entre 50 y 2000 μm (Lal, 2004). Numerosos factores influyen en el volumen y el tiempo de residencia de la madera almacenada en los sistemas fluviales, incluidas características como la edad del bosque ribereño, la densidad del fuste, la composición de especies, la tasa de descomposición de la madera, el régimen de perturbaciones hidroclimáticas y las inundaciones (Collins *et al.*, 2012). Datos recabados por Naiman *et al.* (1987) sugieren que en ríos pequeños (con un área de drenaje <1000 km²), la madera caída en la corriente y la planicie aluvial puede constituir el principal depósito de carbono almacenado en el sistema ribereño.
- c. Suelos. Se sabe que el suelo es uno de los reservorios de carbono más grande pues se almacena más carbono que la biomasa viva y la atmósfera combinadas. En el Cuadro 1 se

reportan las principales contribuciones del COS en el suelo. La mayoría de estos estudios reportan mayores contenidos de COS en suelos ribereños en comparación con los suelos adyacentes e indican que hay una alta correlación entre el COS con la humedad del suelo y el contenido de arcillas; por ejemplo en suelos secos y de textura más gruesa suelen contener menos CO (Hoffmann *et al.*, 2009, Sutfin *et al.*, 2016; Qin *et al.*, 2017); además la distribución y almacenamiento de CO en los suelos de las llanuras de inundación podría relacionarse estrechamente con la mineralogía, pues el carbono orgánico disuelto transportado por las corrientes puede adsorberse en estas superficies (Lewis *et al.*, 2003; Schulze *et al.*, 2005; Wohl *et al.*, 2012).

Cuadro 1: Estudios de carbono orgánico en suelos ribereños a nivel nacional e internacional.

Autor	Lugar de estudio	Tipo de vegetación	Unidad de suelo	Contenido de CO (Mg C ha ⁻¹)
Giece <i>et al.</i> , 2000, 2003.	Carolina del Sur, EU.	Bosques mixtos de <i>Salix</i> y, <i>Alnus serrulata</i>	Typic endoaquepts, typic fluvaquepts,	12–20
Ricker <i>et al.</i> , 2012	Nueva Inglaterra, EU.	Bosque de coníferas-zonas agrícolas-urbanas	Aeric Endoaquepts, Histic Humaquepts	262 (117–400)
Hoffmann <i>et al.</i> , 2007, 2009.	Río rhine, Alemania	-	-	538–671
Wohl <i>et al.</i> , 2012.	Río Thompson, Colorado, EU	Bosques de coníferas y praderas	-	57–622
Wohl, 2013.	río Poudre, Colorado, EU	Pradera subalpina	-	300–400
Walter y Merritts, 2008.	Piedmont, EU	Pastos, berros y juncos.	-	250–1350
Latterell <i>et al.</i> , 2006.	Washington, EE. UU	Bosque de sauces	-	2–4.1
Cierjacks <i>et al.</i> , 2010.	Río Danubio, Austria	Pino-abeto, reforestaciones	Haplic Fluvisols (calcaric) Haplic Gleysols (calcaric)	154–186
Rieger <i>et al.</i> , 2014.	Río Danubio, Austria	Bosque de <i>Quercus robur</i> y <i>Fraxinus excelsior</i>	Haplic Fluvisols (calcaric) Haplic Gleysols (calcaric)	188–313
Fan <i>et al.</i> , 2018.	Río Heihe, noroeste de China	<i>Populus euphratica</i> , <i>Tamarix ramosissima</i>	Gypsisoles, suelos de desierto	60.8
Andrade <i>et al.</i> , 2016.	Tolima, Colombia	Bosque seco tropical, cultivo de arroz-pastura	Typic Haplustepts	65.6 y 61.3
Qin <i>et al.</i> , 2017.	Río Lijiang, suroeste de China	Bosque alpino, <i>Pterocarya stenoptera</i>	Derivados de calizas	35.79
Jaramillo <i>et al.</i> , 2003	Jalisco, México	Bosque seco tropical	Typic Ustorthents	132–162

- d. Uso del suelo. Diversos estudios señalan que la conversión de las llanuras aluviales fértiles a otros usos de la tierra, en particular a la agricultura, reduce la cantidad de COS almacenado en estos ecosistemas (Mitra *et al.*, 2005; Norton *et al.*, 2011). Fan *et al.* (2018) analizaron los contenidos de CO en una ribera árida 15 años después de la implementación de un caudal ecológico, encontraron valores entre 5.73-4.79 g kg⁻¹ bajo vegetación ribereña (pastos, bosques y matorrales) con una disminución significativa en el desierto (2.10 g kg⁻¹). En las zonas bajas de la cuenca, cuando la vegetación natural se transformó en tierra de cultivo, el COS disminuyó (hasta 4.2 g kg⁻¹) con la eliminación de la biomasa vegetal y el aumento de la erosión eólica. Resultados similares fueron reportados por Qin *et al.* (2017) quienes encontraron un mayor contenido de COS (35.79 t C ha⁻¹ en promedio) bajo vegetación ribereña en comparación con las tierras de cultivo (8.6 t C ha⁻¹). Otros investigadores han reportado que la conversión de bosques ribereños a arrozales y pasturas con un manejo orgánico (labranza cero, adición de compost y renovación natural después de la cosecha) puede aumentar el COS en 3.2 t C ha⁻¹ (Andrade *et al.*, 2016); incluso en llanuras de inundación cultivadas abandonadas por más de 10 años el incremento puede ser de 1.64 a 6.75 t C ha⁻¹ (Qian *et al.*, 2018).

Además de los efectos del uso del suelo sobre la MO autóctona, otros autores consideran que la entrada de MO alóctona y el entierro de C por las cargas de sedimentos puede ser otro mecanismo de enriquecimiento de CO en los paisajes ribereños, hasta por debajo de 1 m de profundidad (Grossman *et al.*, 1998; Ritchie y McCarty, 2003; Blazejewski *et al.*, 2009).

- e. Captura de sedimentos y enterramiento de materiales orgánicos. Aunque la captura de sedimentos y el secuestro de carbono en el suelo son servicios ecosistémicos cruciales de los sistemas ribereños, la interacción entre los dos procesos apenas ha comenzado a analizarse. Estudios realizados a nivel de cuenca sugieren que gran parte del C en sedimentos erosionados por las actividades agrícolas no se pierden de la cuenca, sino que se retienen en los sumideros terrestres como los humedales y las llanuras de inundación (Venteris *et al.*, 2004; Smith *et al.*, 2005; Walter y Merritts, 2008; Cabezas y Comín, 2010). En estos casos, los ecosistemas ribereños retienen los sedimentos y la acumulación de CO en las llanuras de inundación se incrementa como consecuencia de la erosión acelerada por las actividades humanas (Noe y Hupp, 2005; McCarty *et al.*, 2000). Ejemplo de la relación

entre los patrones de sedimentación ribereña y las tasas de secuestro de carbono son los estudios realizados por Ricker *et al.* (2012) a nivel de cuenca, quienes dataron una mayor acumulación de sedimentos en periodos precoloniales como consecuencia de la deforestación regional y el cambio de uso de suelos, la retención de estos sedimentos en las llanuras de inundación significó un aumento del 200 % en la tasa de secuestro de carbono.

Otros estudios también han encontrado una relación entre los patrones naturales de sedimentación (aluvial o coluvial) y la retención de CO a nivel de paisaje, por ejemplo; Ricker *et al.* (2013) relacionaron las perturbaciones de las tierras altas con la acumulación de sedimentos y la presencia de horizontes enterrados en los suelos ribereños, como consecuencia más de 50 % del total del COS se almacenó por debajo de 30 cm. Resultados similares fueron encontrados por Rieger *et al.* (2014), quienes reportaron mayor acumulación de COS en un bosque ribereño con periodos de inundación-sedimentación naturales en comparación con un bosque ribereño en donde los procesos de sedimentación estaban controlados por diques.

Esta compleja distribución del COS en los sistemas ribereños se debe a que la actividad microbiana de la superficie y subsuelo y la mineralización de la MO se pueden desconectar; por ejemplo, el contenido de COS puede volverse más estable con el entierro (Cole *et al.*, 2007) porque está alejado de la actividad microbiana más intensa que ocurre en la superficie (Gurwick *et al.*, 2008a; Ricker *et al.*, 2012). En suelos húmedos se facilita el aumento del metabolismo del COS por parte de los microorganismos (Billings *et al.*, 1998), pero en condiciones saturadas asociadas con aguas estancadas o poco profundas se disminuye el metabolismo y aumenta el potencial de almacenamiento de CO a largo plazo (Gurwick *et al.*, 2008; Falloon *et al.*, 2011).

Sin embargo, los aspectos como el desarrollo estructural, la formación y estabilidad de agregados y su relación con el secuestro del carbono en los suelos de las llanuras de inundación no se ha tenido en cuenta, a pesar de que se ha reportado que la relación entre el contenido de MO y la estabilidad de los agregados afecta directamente la capacidad de estos ecosistemas para brindar servicios ecológicos.

2.3. Dinámica de agregados del suelo y secuestro de carbono

Uno de los agentes aglutinantes más importantes para la formación de agregados estables es la materia orgánica del suelo (MOS), que puede retenerse en fracciones de agregados de diversos

tamaños. Los agentes aglutinantes orgánicos se componen de tres grupos diferentes: persistente, temporal y transitorio. Los agentes aglutinantes persistentes representan entre 52 y 98 % de la MOS total, lo que crea la fracción orgánico-mineral del suelo (Blanco-Canqui y Lal, 2010; Šimanský y Bajčan, 2014) Sin embargo, los mecanismos de interacción entre la estructura del suelo y la dinámica del C orgánico en los suelos de las llanuras de inundación no se conocen bien. Comprender cómo los agregados almacenan y protegen al COS es esencial para desarrollar prácticas de manejo adecuadas para mantener o mejorar su secuestro en estos ecosistemas.

2.3.1. Estructura del suelo

La agregación es el proceso de desarrollo de la estructura o arquitectura del suelo, en donde se asocian las partículas de arena, limo y arcilla con compuestos orgánicos y agentes cementantes inorgánicos son los que crean a los agregados (Six *et al.*, 2004). El grado de adherencia de estas partículas primarias en función de la materia orgánica y la mineralogía de arcilla determina si los agregados son estables o inestables. La organización de estos agregados con el espacio poroso entre ellos es lo que se llama estructura del suelo (Tisdall, 1996; Blanco-Canqui y Lal, 2010). La estructura del suelo controla el movimiento del agua y el aire, afecta la resistencia y estabilidad del suelo, influye en el reciclaje de nutrientes, el crecimiento de las plantas, el desarrollo y forma de los sistemas radiculares y afecta la capacidad del suelo para retener carbono (Bronick y Lal, 2004; Lal, 1991).

El proceso de agregación del suelo puede ser muy dinámico y complejo. Diversos autores mencionan que la interacción continua entre distintos agentes establece un equilibrio dinámico en la agregación del suelo (Figura 5); los agentes son: los procesos de formación del suelo, las propiedades físicas y químicas del suelo, factores exógenos (terreno y clima), el manejo del suelo, la influencia de la vegetación, la actividad microbiana, las reservas de nutrientes y disponibilidad de humedad (Kay, 1998; Baldock y Skjemstad, 2000; Six *et al.*, 2004).

Los agregados se producen en una variedad de maneras y tamaños. Tisdall y Oades (1982) propusieron el concepto de la “organización jerárquica” de la agregación, que postula que los agregados se forman en etapas, con diferentes mecanismos de unión. La teoría jerárquica de la agregación propone que los microagregados se unen para formar macroagregados, pero los enlaces dentro de los microagregados son más fuertes que entre microagregados (Edwards y Bremner, 1967). Los microagregados (< 250 μm) se forman a partir de la unión de partículas primarias; estas

son la unión de materia orgánica humificada unida a arcilla, cationes polivalentes, óxidos y aluminosilicatos amorfos. Posteriormente, los microagregados se unen para formar macroagregados (> 250 µm) unidos por cementantes temporales o secundarios (hifas de hongos y raíces) y transitorios (polisacáridos derivados de plantas y animales)

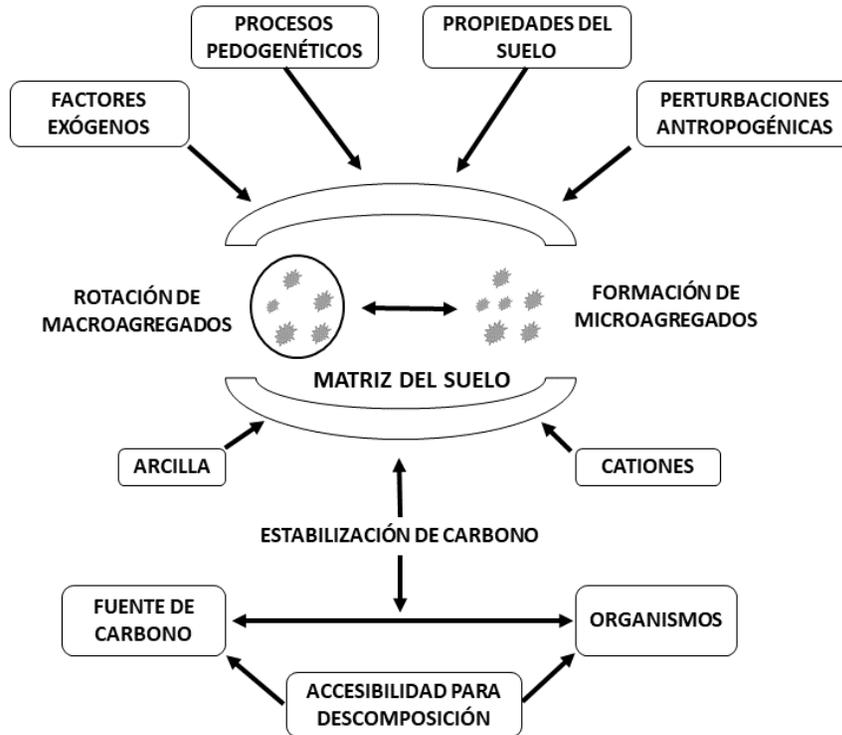


Figura 5: Factores que afectan la agregación del suelo (Bronick y Lal, 2005).

Actualmente, la mayoría de los enfoques modernos de organización agregada cuestionan el modelo jerárquico de Tisdall y Oades (1982), que presume que los microagregados se forman primero antes de construir macroagregados (Figura 6).

En la revisión realizada por Oades (1984) se sugiere que los macroagregados (> 250 µm) pueden formarse, alternativamente, alrededor de la materia orgánica particulada (MOP). A medida que la MOP se descompone y se liberan los exudados microbianos, los macroagregados se vuelve más estables, la relación C: N disminuye y se forman microagregados (50 a 250 µm) en su interior. Posteriormente, a medida que se utiliza el COS más lábil disminuye la actividad microbiana y el suministro de exudados, los macroagregados pierden estabilidad y eventualmente se rompen y liberan microagregados más estables (Oades, 1984; Jastrow *et al.*, 1998; Six *et al.*, 1999). De acuerdo con este modelo, los microagregados se forman principalmente dentro de

macroagregados, y según Plante y McGill (2002) los microagregados formados internamente contienen un grupo de COS más recalcitrante.

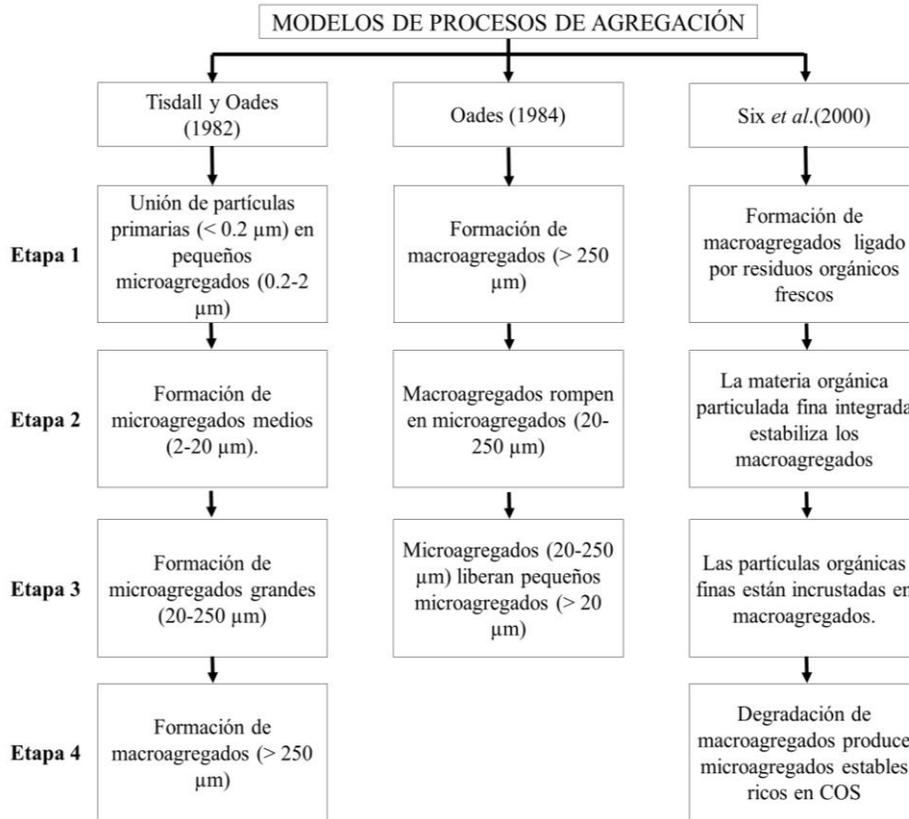


Figura 6: Modelos más importantes sobre la dinámica de macro y microagregación del suelo

Es posible que los agregados se formen a través de la combinación de varios procesos; por ejemplo, las raíces y las hifas liberan compuestos orgánicos que actúan como cementantes que mantienen las partículas juntas y los ciclos de humedecimiento y secado ayudan a la formación y estabilización de los agregados. También se pueden formar microagregados bacterianos a partir de colonias bacterianas cuyos exudados forman una cápsula de polisacárido alrededor de la cual las partículas de arcilla se alinean. Está cubierta de arcilla forma un revestimiento protector que evita la descomposición del COS de la colonia bacteriana (Bronick y Lal, 2004). Además, la presencia de cationes como Si^{4+} , Fe^{3+} , Al^{3+} y Ca^{2+} estimulan la precipitación de compuestos como: hidróxidos, óxidos, fosfatos y carbonatos, que mejora la agregación ya que actúan como agentes de enlace entre partículas primarias. Estos cationes también forman puentes entre partículas de arcilla y la MOS que dan como resultado la agregación (Chenu *et al.*, 2000). Los compuestos orgánicos disueltos pueden formar complejos con Fe^{3+} y Al^{3+} cuando el pH es bajo, formando

compuestos organometálicos móviles que pueden precipitarse y acumularse en otras partes del suelo. La formación de complejos disminuye el acceso microbiano al COS y por lo tanto su mineralización, aumentando el tiempo de residencia de C en el suelo.

En resumen, los macroagregados se pueden formar inicialmente por acumulación de microagregados o alrededor de MOP o núcleos bacterianos, que luego se descomponen en microagregados. Los microagregados pueden formarse inicialmente por la unión progresiva de arcilla, MOS y cationes, o como productos de rotación de macroagregados y las partículas primarias pueden acumularse en las capas externas de los agregados.

Hay una relación cíclica entre la MOS y la estructura del suelo: la MOS es un factor dinámico responsable del desarrollo de la estructura del suelo y a su vez, una estructura estable almacena y evita que esta se descomponga rápidamente. Existen numerosas investigaciones sobre los efectos del manejo de la tierra en el ciclo y secuestro de carbono, el papel de la MOS en la fertilidad del suelo, el crecimiento de las plantas y la erosión (Six *et al.*, 2004). El trabajo realizado por Tisdall y Oades (1982) y Oades (1984) ayudó a comprender que la dinámica de la agregación es un proceso crucial que influye en la estabilización de la MOS, pero la información sobre los procesos físicos y químicos fundamentales que influyen en la formación y estabilización de agregados y su relación con el secuestro del COS es limitada (Lal *et al.*, 1998; Lal, 2004). Varios autores han reconocido al suelo como un importante sumidero de C; sin embargo, los mecanismos de interacción entre la estructura del suelo y la dinámica del COS no se conoce bien (Sainju *et al.*, 2003).

La agregación de suelos es el núcleo de todos los mecanismos de secuestro del C, por lo que entender cómo un agregado almacena e interactúa con el COS es esencial para desarrollar estrategias de gestión hacia la mejora del secuestro a escalas regional y global. La cuantificación de esta relación es claramente necesaria para mejorar nuestra capacidad de predecir cambios en los ecosistemas del suelo debido a la gestión e incluso el cambio climático. El interés en la sostenibilidad a largo plazo y la conservación ecológica ha llevado a intentar comprender la dinámica de la MOS y el ciclo de los nutrientes y su gestión, al tratar de comprender estas propiedades las investigaciones se han centrado a menudo en el papel desempeñado por la matriz del suelo, para lo que generalmente se usan medidas de agregación como sustitutos de la matriz del suelo.

La estabilidad de los agregados no solo protege físicamente la materia orgánica del suelo para mantener o incrementar el contenido de CO (Tisdall y Oades, 1982), sino que también repercute

directamente en las propiedades físicas y químicas del suelo, influye en la estructura de la comunidad microbiana, regula la difusión de oxígeno y la infiltración del agua, determinan la adsorción y desorción de nutrientes, y reducen la escorrentía y la erosión (Six *et al.*, 2004). Aunque muchos estudios previos han documentado la acumulación de CO y su relación con los agregados del suelo, se sabe poco acerca de esta relación en los suelos ribereños de alta montaña.

2.3.2. Agregados en suelos ribereños

Actualmente, la gestión del COS es de gran importancia debido al potencial de los suelos para mitigar el cambio climático; sin embargo, no hay que olvidar que regula varios procesos físicos, químicos y biológicos fundamentales para la provisión de los servicios ecosistémicos del suelo y la salud humana. En las riberas la relación entre los procesos de agregación del suelo y la dinámica de la materia orgánica desempeñan un papel crucial en el restablecimiento de la estructura y función de estos ecosistemas ya que ambas propiedades están relacionadas con las funciones físicas y biológicas de los suelos ribereños, además de ser de vital importancia para prevenir la erosión del suelo en la interfaz del ecosistema terrestre y acuático.

Aunque la importancia de la protección del COS por parte de los agregados ha sido ampliamente estudiada en sistemas agrícolas y pastizales (Tisdall y Oades, 1982; Oades, 1984; Jastrow, 1996; Six *et al.*, 2000, Yoo *et al.*, 2011), hay pocos estudios sobre la relación entre agregados del suelo y el COS en los ecosistemas ribereños. Se sabe que la agregación, en particular la macroagregación, puede verse afectada por impactos ambientales como la pérdida de vegetación, el cultivo a largo plazo y el manejo del suelo (Tivet *et al.*, 2013; Gupta y Germida, 2015) y diversos estudios demuestran que estos impactos tienen una fuerte influencia en la formación y estabilidad de agregados en los suelos ribereños (Márquez *et al.*, 1998; Glazebrook y Robertson, 1999; Yoo *et al.*, 2011; Graf *et al.*, 2016; Márquez *et al.*, 2017).

Asimismo, son escasos los trabajos que abordan la agregación de suelo y su relación con la captura de C en suelos de las llanuras de inundación; por ejemplo, Márquez *et al.* (2017) demostraron que hay una mayor proporción de macroagregados estables al agua bajo un buffer ribereño diseñado con múltiples especies que bajo una zona cultivada; además el COS asociado con los agregados es 1.9 veces mayor en el buffer ribereño que en la zona cultivada. Resultados similares fueron obtenidos por Qian *et al.* (2018) quienes valoraron los efectos de la conversión de riberas degradadas en tierras de cultivo sobre el CO y la estructura del suelo y encontraron un aumento en el contenido

de MOS con las prácticas de cultivo y una disminución del 11.94 % de los macroagregados (> 2 mm) que pasaron a microagregados (<2 mm). Por su parte Kimura *et al.* (2017) demostraron que la restauración de riberas con especies autóctonas mejora rápidamente (en menos de seis años) la agregación del suelo y la microporosidad. En contraste, Márquez *et al.* (2017) encontraron que el establecimiento de un buffer ribereño con pastos no favorece la formación de macroagregados estables en el corto plazo, principalmente porque sus raíces son gruesas y más resistentes a la desintegración; esto hace que los pastos sean más importantes para la restauración a largo plazo.

La preservación y restauración de las áreas ribereñas se ha vuelto una prioridad en distintos países (Dwire *et al.*, 2018); no obstante, la mayoría de los trabajos se concentran en analizar la recuperación de la vegetación y el hábitat acuático (Lenox *et al.*, 2009) pero poca importancia se da a los efectos de la restauración ribereña en las propiedades del suelo y la importancia de sus propiedades en el funcionamiento de estos ecosistemas. En estos casos las sustancias húmicas, el contenido de COS, la estabilidad de agregados y la porosidad del suelo se han tomado como indicadores de la eficiencia de la restauración ribereña. Sin embargo, falta información sobre el comportamiento de estas propiedades del suelo en ecosistemas ribereños no alterados. Los suelos ribereños bajo vegetación natural representan sitios de referencia que pueden proporcionar información valiosa para comprender los objetivos y evaluar la eficacia de diversos enfoques de restauración y otros esfuerzos de gestión en las franjas ribereñas, y en algunos casos, son fuentes importantes de material genético para la reintroducción de la biota nativa en áreas que necesitan restauración.

2.4. Efectos de la vegetación ribereña en la estructura y porosidad del suelo

La vegetación ribereña desempeña un papel muy importante en el funcionamiento de estos ecosistemas, regulando la temperatura del agua, estabiliza los bancos de sedimentos, reducen la erosión, la escorrentía superficial y aportan carbono al sistema (Naiman y Decamps, 1997). Además, las plantas ribereñas absorben y reciclan nutrientes, aportan carbono al sistema e interceptan contaminantes, manteniendo así la calidad del agua (Lowrance *et al.*, 2002).

El almacén de COS ribereño y el grado de agregación del suelo pueden verse significativamente influenciados por la vegetación ribereña (Kirchner *et al.*, 1998; Blazejewski *et al.*, 2009; Kimura *et al.*, 2017), las diferentes comunidades de plantas que se establecen en las franjas ribereñas y los exudados de las raíces desempeñan un papel importante en la formación y estabilidad de agregados

(Gholami y Khaleghi, 2013). Por lo tanto, las plantas ribereñas son uno de los factores clave que regulan la estructura del suelo, la estabilidad de los agregados y la capacidad de secuestro de carbono del suelo (Dosskey *et al.*, 2010; Qian *et al.*, 2018).

Generalmente, se deben esperar cambios en las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo cuando hay cambios en la vegetación. En los sistemas ribereños, naturales como reforestados, las especies de plantas difieren en su capacidad para influir en la agregación del suelo y mejorar la productividad del suelo mediante la captura de carbono (Márquez, 2001). Por un lado, la alta diversidad de plantas tiende a modificar la relación C:N de la hojarasca promoviendo indirectamente la acumulación de COS al aumentar la calidad de la hojarasca (Zhou *et al.*, 2019). Por el otro, los diferentes tipos de raíces y su densidad y arquitectura pueden influir en la distribución del tamaño de los macroagregados (Miller y Jastrow, 1990). Por ejemplo, varios autores coinciden en que las gramíneas favorecen el desarrollo de macroagregados estables al agua e incrementa el contenido de COS gracias a su sistema de raíces profundas que producen una alta cantidad de biomasa (Jastrow, 1987; Kirchner *et al.*, 1998; Márquez *et al.*, 1998; Ma *et al.*, 2000). Se ha prestado mucha atención en el diseño de buffers ribereños con diversas especies de pastos (Márquez *et al.*, 2017) para filtrar los sedimentos, los nutrientes y los pesticidas que ingresan a dichos sistemas desde las tierras agrícolas. En estos sistemas se ha encontrado que las gramíneas de pradera C4 son mejores en comparación con las C3 para el desarrollo de agregados estables en agua (Jastrow, 1987). De manera similar, Márquez *et al.* (2004) reportaron un 74 % de agregados estables en agua en suelo superficial bajo gramíneas de estación fría (*Festuca*), un 55 % bajo un bosque ribereño, 40 % bajo un pastizal con siete años de establecimiento y 36 % en tierras de cultivo.

Sin embargo, en otros estudios Scott (1998) y Márquez *et al.* (2017) encontraron que las gramíneas C4 no tuvieron efecto en la distribución del tamaño del agregado o en la concentración de materia orgánica. Estas investigaciones concluyeron que se necesitan varios años para observar un beneficio en el secuestro de carbono y la agregación, debido a la acumulación lenta de carbono en el suelo por parte de estas gramíneas. Esta es una consideración importante para su uso en la restauración de áreas ribereñas. En contraste, Perfect *et al.* (1990) reportaron que todos los tratamientos con pasto C3 dieron lugar a tasas de mejoramiento estructural altamente significativas.

Generalmente, las especies herbáceas comprenden la mayor parte de la diversidad en las zonas ribereñas y hay que considerar que, independientemente de las características del suelo, la vegetación influye en la estabilidad del suelo solo hasta la profundidad de enraizamiento. Con respecto a esto Wynn *et al.* (2004) encontraron que los amortiguadores herbáceos tenían una mayor densidad de longitud de raíz que los amortiguadores forestados. En estos casos poco se sabe sobre la influencia de las raíces de árboles en la dinámica de los agregados

Erskine (2003) sugiere que las raíces de los árboles son fundamentales para dar estabilidad al banco de sedimentos. Aunque los resultados obtenidos por Gageler *et al.* (2014) indican que el principal resultado de la reforestación de una selva tropical ribereña es la recuperación de la estructura física de los suelos, influenciada por los aportes de MO más que por las raíces.

La porosidad es de suma importancia para los ecosistemas ribereños ya que el movimiento del agua, la capacidad de retención y su disponibilidad dependen del tamaño, distribución, continuidad y porcentaje dentro del perfil (López, 2000). Se sabe que la vegetación tiene efectos notables en la estructura del suelo, y también que diferentes tipos de vegetación tienen diferentes efectos sobre la formación y estabilidad de agregados. Sin embargo, la influencia de diferentes tipos de vegetación sobre la porosidad del suelo en los ecosistemas ribereños es un tema que poco se ha tratado. La tasa de infiltración del agua en el suelo dentro de los ecosistemas ribereños determina la duración del tiempo de escorrentía de la superficie y el tiempo que los nutrientes y contaminantes asociados interactuarán con la vegetación de la superficie o con la zona de la raíz de un sistema de amortiguamiento ribereño (Lewis *et al.*, 2003).

La medición de porosidad se ha realizado de manera indirecta a través de la relación de densidad aparente y densidad real, curvas de contracción, difusión de gas, conductividad hidráulica y por la intrusión de mercurio. Actualmente, hay métodos directos de medición como el análisis micromorfológico que a través de secciones delgadas (elaboradas con muestras inalteradas de suelo) permite describir y cuantificar *in situ* tipos de poros y agregados, factores formadores de suelo, actividad microbiana, entre otros (Gutiérrez y Ortiz, 1999).

Es común encontrar contradicciones en las investigaciones sobre los efectos de distintos tipos de vegetación sobre las propiedades del suelo (ribereños o no ribereños). Márquez (2017) sugiere que esto se debe principalmente a: a) falta de replicaciones; b) diferentes grupos de suelo; c) falta de

colección completa de datos, textura del suelo, pH, densidad aparente y (d) historia previa del paisaje.

III. PROBLEMÁTICA

A pesar de ser un componente dinámico del ciclo de carbono terrestre, los sistemas fluviales se encuentran entre las características del paisaje de agua dulce menos investigadas como posibles reservorios de carbono a largo plazo. Algunos investigadores sugieren que los ecosistemas ribereños, con una extensión espacial relativamente pequeña, son puntos críticos de biodiversidad, proporcionan numerosos servicios ecosistémicos valiosos y tienen un alto potencial para el secuestro de carbono. El mantenimiento y restauración de estos ecosistemas puede ser una estrategia particularmente valiosa para el mantenimiento de la calidad del agua y la mitigación del cambio climático.

En México, la información disponible acerca de los almacenes de carbono en los ecosistemas acuáticos epicontinentales es muy reducida si se considera la extensión y la heterogeneidad climática y topográfica del país; lo que da lugar a una gran heterogeneidad en los ecosistemas acuáticos y una gran incertidumbre en las estimaciones de los almacenes de carbono en estas zonas. Si bien se han realizado esfuerzos importantes para conocer la dinámica del carbono en los humedales, la mayoría de los estudios se han enfocado en evaluar los almacenes y flujos de carbono azul, este es el carbono almacenado en los ecosistemas costeros (manglares, pastos marinos y marismas) dentro del suelo, la biomasa viva aérea y la biomasa subterránea. En este sentido, a pesar de que en México los ríos y arroyos constituyen una red hidrográfica de 633 mil kilómetros de longitud con un ecosistema ribereño asociado, el desconocimiento sobre el papel que juegan estas zonas es casi total a pesar de que la literatura científica internacional ha mostrado que tienen un papel relevante como fuentes y sumideros de carbono.

Si bien en el país se han realizado investigaciones que analizan algún componente o proceso de las riberas, la mayoría de estos trabajos están orientados al estudio de la estructura de la vegetación y la composición florística, dejando una brecha de conocimiento sobre los reservorios de COS en estos ecosistemas. La síntesis del estado del arte de carbono orgánico de los suelos (COS) de México indica que es necesario dirigir los esfuerzos de investigación hacia regiones del país con escaso conocimiento sobre el COS, sobre todo en regiones con tipos de vegetación de distribución restringida y vulnerables al cambio climático, de tal manera que esta área de oportunidad se traduzca en un mayor conocimiento del COS y contribuya a los planes estatales ante el cambio climático (Rojas-García *et al.*, 2017).

Los ecosistemas ribereños de montaña son entornos muy sensibles al cambio climático (Beniston, 2005) y se encuentran entre los ecosistemas que pueden verse impactados más rápida y severamente por cualquier cambio en los patrones de temperatura y precipitación (Zemp *et al.*, 2009) ya que la nieve y el hielo son los principales parámetros de control del ciclo hidrológico, particularmente de la escorrentía estacional. En el Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl (PNIP) los ríos y arroyos se originan principalmente por el deshielo. La vegetación ribereña a lo largo de las corrientes sigue un patrón determinado por la altitud, la topografía, el microclima y propiedades del suelo; pero entre estas se destaca el pastizal de alta montaña, un ecosistema muy poco representado en México que se establece entre los 4,000 y los 4,500 msnm y donde dominan las gramíneas amacolladas (CONANP, 2015).

La mayoría de los estudios sobre COS en las llanuras de inundación se han enfocado en sistemas ribereños degradados o restaurados. Es por ello que las llanuras de inundación bajo vegetación natural representan importantes sitios de referencia que pueden proporcionar información valiosa para comprender los objetivos y evaluar la eficacia de diversos enfoques de restauración y otros esfuerzos de gestión en las franjas ribereñas, y en algunos casos, son fuentes importantes de material genético para la reintroducción de la biota nativa en áreas que necesitan restauración.

Debido a lo anterior surgen las siguientes interrogantes:

- ¿Los suelos ribereños de alta montaña, asociados con arroyos pequeños, tienen el potencial de almacenar más carbono orgánico que las tierras altas adyacentes?
- ¿Hay diferencias en la agregación del suelo y el contenido de carbono orgánico a lo largo de los gradientes ribereños?
- ¿Cómo cambian la agregación del suelo y CO después de la conversión de la ribera a una zona de cultivo de temporal?

Los resultados de este trabajo ayudarán a incrementar el conocimiento sobre la dinámica del carbono orgánico en los suelos de llanuras de inundación que contribuirá proponer y diseñar planes de conservación y restauración para estos ecosistemas.

IV. OBJETIVO E HIPÓTESIS

4.1. Objetivo general

Determinar la concentración y distribución del carbono orgánico en suelos ribereños de montaña a lo largo de los gradientes ecológicos (longitudinal y transversal) y su relación con los agregados.

4.1.1. Objetivos particulares

- Evaluar los factores y procesos de formación de los suelos ribereños del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl.
- Clasificar a los suelos científicamente utilizando a la Taxonomía de Suelos y a la WRB (2015).
- Cuantificar los contenidos y distribución vertical del carbono orgánico en suelos ribereños con diferentes factores hidrogeomorfológicos y las tierras altas adyacentes e identificar cuales tienen mayor potencial para almacenar carbono.
- Comparar el contenido de carbono orgánico a lo largo de las planicies de inundación del área de estudio con los valores publicados en las tierras altas cercanas y las llanuras de inundación más grandes en las regiones de las tierras bajas para examinar la importancia relativa de los arroyos de montaña como reservorios terrestres de carbono.
- Evaluar el efecto del tipo de vegetación y la posición en la catena en la agregación del suelo y establecer la relación entre la estabilidad de agregados y las propiedades edáficas.

4.2. Hipótesis

Con base a lo anterior se plantearon las siguientes hipótesis

- La ocurrencia y la génesis de los suelos en el área de estudio están determinadas por la interacción del material parental con los factores climáticos y bióticos, que difieren a lo largo del gradiente altitudinal y las laderas.
- Los suelos ribereños más cercanos al canal tienen un mayor contenido de carbono orgánico debido a los altos insumos de materia orgánica (autóctona y alóctona) y a las condiciones anaeróbicas que limitan su descomposición.
- Los suelos ribereños ubicados a mayor altitud almacenan más carbono orgánico ya que la humedad disponible favorece el crecimiento de la vegetación y los altos insumos de materia

orgánica, mientras que las temperaturas relativamente más bajas limitan la descomposición de la materia orgánica

- En las riberas conservadas, los suelos más alejados del canal tienen un mayor porcentaje de macroagregados estables pues en los suelos ribereños las inundaciones periódicas y el constante aporte de sedimentos interrumpe la formación y estabilidad de agregados.
- En las riberas degradadas la eliminación de la vegetación natural y el manejo del suelo disminuyen los contenidos de carbono orgánico y la estabilidad de macroagregados en comparación con los sistemas conservados.

V. MATERIALES Y MÉTODOS

5.1. Descripción general del área de estudio

El Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl forma parte de la Reserva de la Biosfera Los Volcanes, designada como tal desde 2010 por el Programa del Hombre y la Biosfera (MaB) de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO). Se localiza entre los estados de México, Puebla y Morelos, en la región centro-oriental del Eje Volcánico Transversal, entre las coordenadas extremas 19°28'09.44" latitud Norte y 98°34'55.88" y 98°46'40.95" longitud Oeste. Tiene una superficie total de 39,819.086 hectáreas. La zona de influencia se establece por debajo de la cota de los 3000 m en ella se encuentran 25 municipios y 27 poblados que interactúan de forma directa e indirecta con esta área natural (Figura 7).

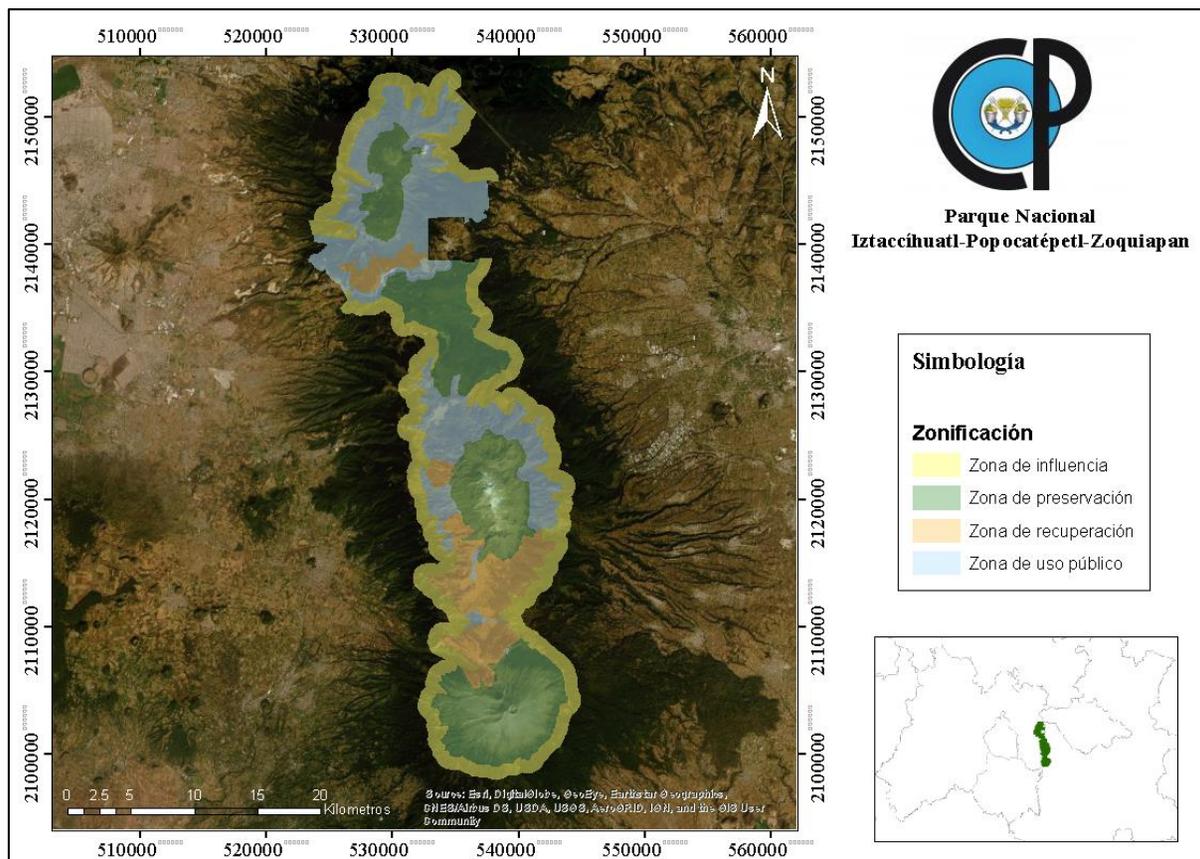


Figura 7: Zonificación del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl-Zoquiapan y Anexas

El Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl, fábrica de agua y lugar de montañas icónicas, es un área natural protegida que destaca por ser emblemática desde su creación en 1935 y por su importancia social, ecológica y económica para los estados de Puebla, Morelos y el Estado de

México. Como muchas otras, tienen como misión conservar los ecosistemas más representativos del país y su biodiversidad, fomentando el desarrollo sustentable de las comunidades asentadas en su entorno. Es un área importante que juega un papel clave en la captación de dióxido de carbono, la producción de oxígeno y la regulación climática; además genera otros beneficios que favorecen el bienestar y la salud humana como: la provisión de agua, alimentos, fibras e insumos para la producción, control natural de plagas, la protección contra eventos climáticos, la belleza escénica y el ciclo de nutrientes, entre muchos otros (CONANP, 2015).

5.1.1. Gradientes climáticos altitudinales y vegetación

Debido a su ubicación y a los marcados gradientes altitudinales, la zona de estudio tiene una variedad de climas que van del templado húmedo hasta los climas frío y muy frío con temperaturas medias anuales que van de 3 a 4 °C. La temperatura disminuye de 0.56 a 0.68 °C por cada 100 m de altitud provocando que a mayor altitud aumenta el número de días con heladas, de 66 a más de 240 por año; además, se asume que el gradiente térmico varía en las diferentes laderas de la Sierra Nevada por condiciones locales de topografía, orientación y microclima de cada una (Miehlich, 1991). Para la zona Miehlich (1991) reconoce tres regiones climáticas (Cuadro 2) en diferentes pisos altitudinales: zona A con temperatura de 11 a 14 °C y precipitación de 1000 a 1200 mm; zona B con temperaturas de 5 a 10 °C y una precipitación de 800 a 1400 mm; y zona C con una temperatura menor de 5 °C y menos 800 mm.

Cuadro 2:Regiones climáticas de la Sierra Nevada (Miehlich, 1991).

Región climática	Altitud msnm	Precipitación media anual mm	Temperatura media anual °C	Meses húmedos
C	> 4000	< 800	< 5.5	< 8
B	4000-3000	1400-800	5.5-14	8
A	3000-2500	1200-1000	14-11	< 8

En los sistemas montañosos, la composición y distribución de los tipos de vegetación son determinados por la altitud, el régimen de lluvias, la oscilación diaria de las temperaturas (diurnas y nocturna), las heladas, así como la radiación ultravioleta incidente. La Sierra Nevada es el

remanente más importante de bosque de coníferas y praderas de alta montaña en el centro del país, por lo que la vegetación dominante en el área de estudio consiste en bosques de encino, bosques de oyamel, bosques de pino y pastizal o zacatonal montano (Sánchez y López, 2003). Diversas investigaciones realizadas en esta zona indican que existe una distribución altitudinal más o menos definida de las distintas asociaciones vegetales estrechamente relacionada con la temperatura, la precipitación y la topografía (Figura 8).

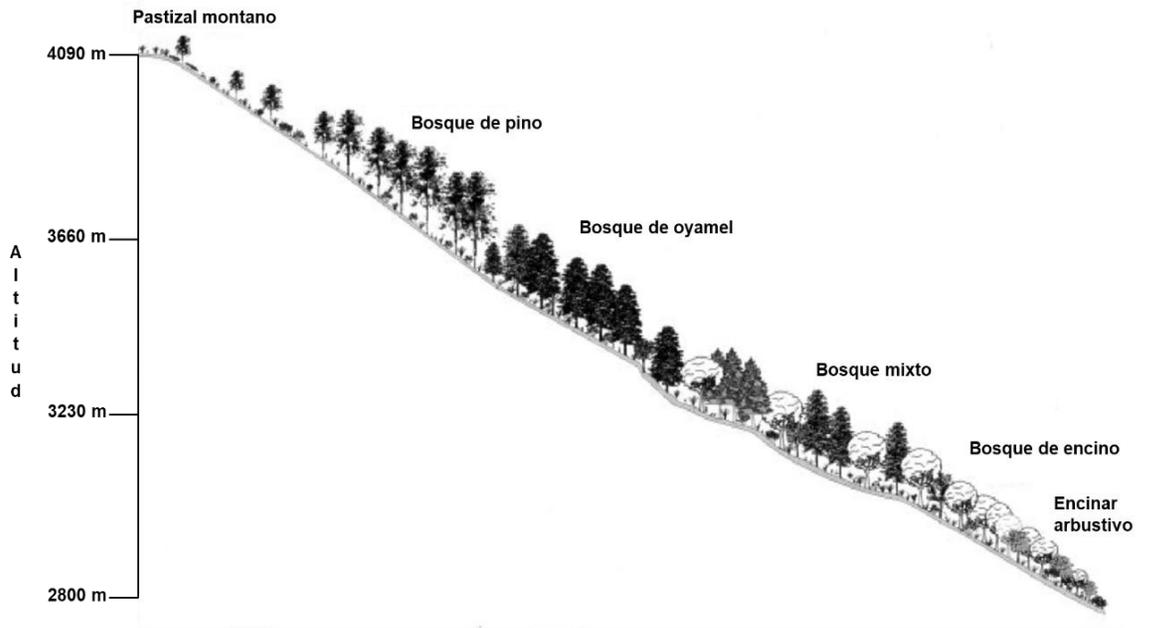


Figura 8: Perfil fisiográfico de las comunidades vegetales presentes en el norte de la Sierra Nevada

Entre los 2400 y 3100 m se establecen asociaciones complejas de bosques mixtos donde se hallan agrupaciones de *Quercus laurina*, con *Q. crassifolia*, *Q. rugosa*, *Abies*, *Arbutus*, *Juniperus* y *Pinus*. No obstante, la vegetación también sigue un patrón horizontal determinado por la topografía, microclima y propiedades del suelo (CONANP, 2015).

Entre los 2900 y 3400 m predomina el bosque de oyamel (*Abies religiosa*) y los bosques mixtos de pino-encino (con especies de los géneros *Quercus*, *Abies*, *Arbutus*, *Alnus*, *Salix* y *Buddleia*). Entre los 3500 y los 3900 dominan los bosques de pino (*Pinus hartwegii*, *Pinus montezumae* y *Pinus ayacahuite*) con abundantes gramíneas amacolladas, siendo *Pinus hartwegii* la especie más importante en el estrato arbóreo (Sánchez y López, 2003).

5.1.2. Geología y estratigrafía

En el volcán Iztaccíhuatl, el material geológico dominante es la andesita con piroxenos, minerales asociados con volcanes antiguos y en Popocatepetl predominan las andesitas de hornablenda. Las últimas erupciones del ocurrieron en los últimos 25 mil años y cubren la mayor parte de la Sierra Nevada; cuatro eventos mayores (14,000, 5,000, 2,150, 1,1000 años) dieron origen a los principales depósitos de pómez y ceniza, y otros cuatro menos expuestos ocurrieron hace 1,1000, 9,000, 7,000 y 1,800 años (Miehlich, 1991; Arana *et al.*, 2010).

5.1.3. Suelos

En el Programa de Manejo del Parque Nacional Izta-Popo (2006) se menciona como la unidad de suelo dominante los Andosoles háplicos, mientras que los Andosoles úmbricos y vítricos son los más frecuentes. El desarrollo de los suelos depende de la edad del material parental, en general los más jóvenes (450 años) se localizan cerca del Popocatepetl y los de mayor antigüedad al norte del Iztaccíhuatl; sin embargo, el clima local, relieve y biota modifican la pedogénesis (Miehlich, 1991).

El material parental de los suelos está compuesto por rocas ígneas extrusivas, cenizas volcánicas recientes y pómez (tefras) de diferente edad. La múltiple superposición de capas de tefras (pómez) y cenizas, además los efectos del intemperismo hídrico, eólico y el clima, ejercen efectos diferenciales sobre los procesos de formación de los suelos característicos de esta región que son los andosoles (CONANP, 2015).

5.1.4. Geoformas

El relieve es originado por la dinámica interna de la Tierra, por lo que predominan formas de paisaje volcánico. También actúan procesos erosivos y acumulativos que son controlados por la litología, vegetación, pendiente y condiciones climáticas locales. La erosión fluvial y glacial han transformado significativamente las laderas de los estratovolcanes, en especial las del Iztaccíhuatl (Vázquez-Selem, 2011).

5.1.5. Diseño fluvial

Gran parte de los escurrimientos funcionan como fronteras entre formas de relieve, por lo que se denominan de contacto geomorfológico. El diseño fluvial en la zona se puede generalizar como radial centrífugo como consecuencia de la estructura geológica (Franco, 2005). La parte

acumulativo-fluvial se presenta en zonas de transición entre el relieve de montaña y las planicies. Se localizan superficies cóncavas, generalmente en la cabecera de los escurrimientos y funcionan como una zona de captura de agua pluvial, formando circos de erosión (activos o pasivos). Su desarrollo depende del tipo de roca, inclinación, altitud y orientación (retención de humedad-insolación). Otra forma dominante son los barrancos (relieve erosivo fluvial): Corrientes estacionales o permanentes que deben su presencia a los flujos de agua encausados.

5.2. Selección de los sitios de estudio

La metodología usada para seleccionar los sitios de estudio consistió en recopilar y combinar información fotográfica de imágenes satelitales obtenidas de Google Earth (2016), con la información cartográfica de las cartas temáticas (E14B41, E14B42) del INEGI (topográficas, edafológicas, uso de suelo y vegetación) y además, la información hidrográfica obtenida del Simulador de Flujos de Agua de Cuencas Hidrográficas (SIATL). A partir de esta información disponible se generaron mapas que permitieron ubicar los posibles sitios de estudio (Figura 9).

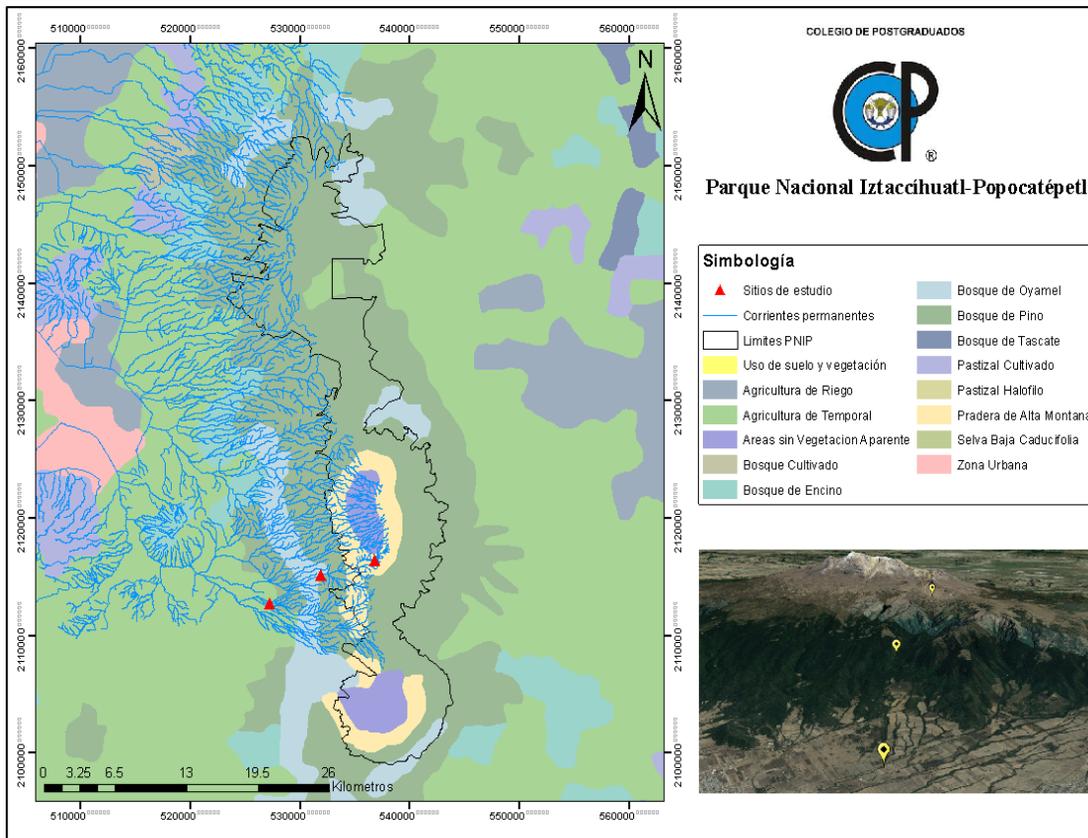


Figura 9: Uso de suelo y vegetación del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl y sus alrededores.

Se decidió seleccionar a tres ambientes ribereños ubicados en diferentes pisos altitudinales. Los cambios en los factores ambientales a lo largo del gradiente altitudinal de la ladera proporcionan un laboratorio viviente para evaluar los contenidos de carbono orgánico y la agregación en suelos ribereños bajo diferentes tipos de vegetación y uso de suelo. A continuación, se describe cada sitio.

Ambiente 1. En la cota altitudinal de 4,000 msnm se seleccionó un prado ribereño (Figura 10 A). En estas zonas la vegetación dominante es el pastizal o zacatonal montano (PM) dominado por hierbas y pastizales nativos. Estos ecosistemas son de gran importancia, aunque ocupan menos de 0.0001 % de la superficie del país y los macollos de los pastizales funcionan como nodrizas, es decir, una especie que da protección y facilita que otras especies de plantas puedan establecerse cerca de ellas.

Ambiente 2. A los 3,000 msnm, se seleccionó un bosque ribereño conservado (Figura 10 B), el estrato arbóreo de estos bosques ribereños está dominado por oyamel (*Abies religiosa*) (BO) con una gran diversidad de especies en el estrato arbustivo y herbáceo, en este piso altitudinal la temperatura media anual es de 10 °C el clima se designa como semifrío y la precipitación media anual es de 1200 mm (CONANP, 2015). Estos bosques son ecosistemas amenazados por la expansión de las zonas agrícolas y urbanas pues se encuentran en el límite inferior del área natural protegida. Los ríos se encuentran al fondo de valles muy escarpados donde las pendientes dominantes son mayores de 40 %.

Ambiente 3. En la cota altitudinal de 2,500 msnm. En esta zona se seleccionó un bosque ribereño fragmentado (bosque mixto) donde la vegetación ribereña se presenta como franjas muy estrechas asociadas a los taludes de corrientes sinuosas inmersas dentro de las tierras de uso agrícola (Figura

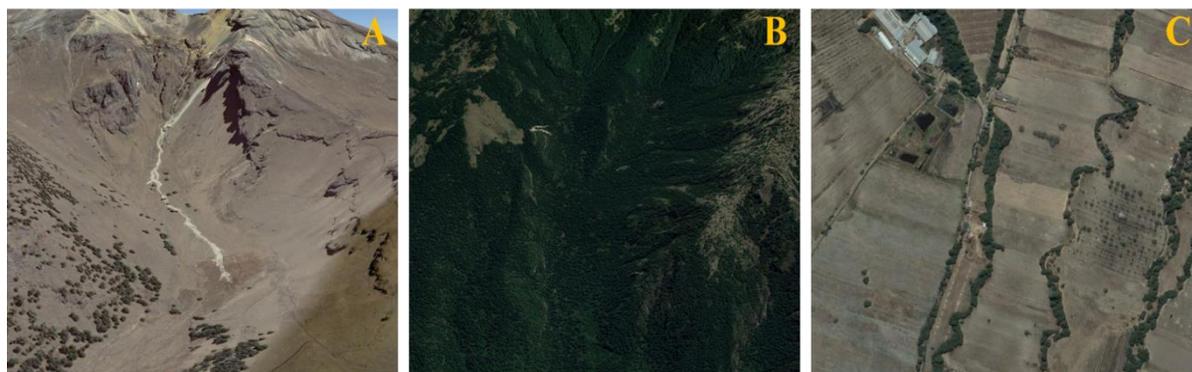


Figura 10: Vista general de los sitios de estudio. A: pastizal montano ubicado a 4,000 msnm; B: bosque de oyamel a 3,000 msnm; C: zona agrícola a 2500 msnm.

10 C) donde se practica la agricultura de secano; la temperatura media anual es de 12 °C y la precipitación oscila entre 880 y 1000 mm.

5.3. Trabajo de campo y muestreo de suelos

En la mayoría de los estudios para caracterizar las propiedades de los suelos ribereños se utilizan transectos paralelos al canal de la corriente y se establecen puntos de muestreo a intervalos regulares o se emplea un muestreo en S; sin embargo, estas metodologías se usan para evaluar el suelo superficial. En esta investigación optó por utilizar un sistema de muestreo con enfoque geomorfológico basado en la posición del paisaje, la cual permite la extrapolación en áreas similares y más amplias con un conjunto de datos manejable.

En cada ambiente se establecieron tres posiciones dentro de una catena: las llanuras de inundación a la orilla del arroyo, a la mitad y en la parte alta de la pendiente (tres perfiles por sistema) (Figura 11). Estas tres formas de relieve son características de los ecosistemas ribereños, tienen distintos procesos de formación de suelo e hidrología, y se utilizan a menudo para la caracterización y el muestreo de prados ribereños de alta montaña (Blank *et al.*, 2006; Potter, 2005, Norton *et al.*, 2011).

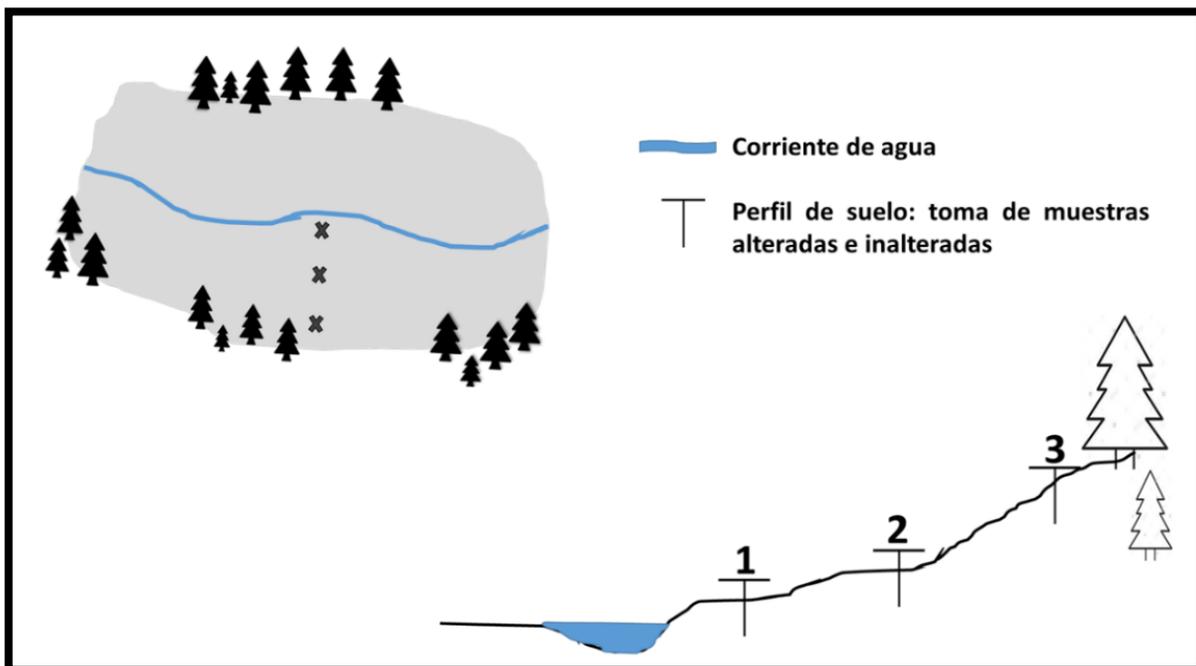


Figura 11: Esquema del diseño de muestreo dentro de cada ambiente ribereño. Las posiciones corresponden a: 1) las llanuras de inundación de los arroyos; 2) zona media de la pendiente que aún recibe la influencia del frente de humedad y 3) la correspondiente a la parte alta.

En cada ambiente ribereño se registró la fecha, nombre de la localidad, coordenadas geográficas (UTM; WGS 84) con un GPS (Garmin eTrex 30), altitud, pendiente, orientación, exposición, posición en el relieve, forma de ladera, drenaje superficial del sitio, flora y fauna, uso de suelo y material parental. Posteriormente, se realizó la descripción de los perfiles con base en el Manual para la descripción de suelos en campo” (Cuanalo, 1975), donde se enfatizó en la profundidad del suelo; la estructura (grado de desarrollo); la distribución, tamaño y número de raíces; la presencia de concentraciones e inclusiones de origen pedogenético (estratos endurecidos, cutanes o nódulos) y la consistencia y grado de descomposición de la materia orgánica (Figura 12).



Figura 12: Trabajo en campo. A: excavación de un perfil; B: caminata hacia los sitios de estudio; C: reacción al NaF y al H₂O₂; D: descripción de un perfil; E-F: *Penstemon gentianoides* y *Cirsium nivale* plantas características de las praderas de alta montaña; G: plántula de *Abies religiosa*; H: vegetación asociada a suelos inundados; I-J: hepáticas y musgos generalmente cubren los bordes de los canales brindando protección contra la erosión.

En caso de presentarse, se removieron la capa de hojarasca y el horizonte de fermentación, después se procedió a tomar las muestras por cada horizonte identificado. Se colectaron muestras alteradas que fueron colocadas en bolsas de plástico y etiquetadas para su posterior tratamiento en laboratorio. También se colectaron muestras inalteradas del horizonte superficial y de algunos horizontes subsuperficiales para elaborar secciones delgadas y realizar el análisis micromorfológico. Para ello, se emplearon cajas tipo kubiena de latón, dentro de las cuales se tomaron cuidadosamente muestras de suelo para evitar alterar su estructura original. Una vez obtenidos los bloques se identificaron y se marcó la orientación de éstos en el perfil. También se tomaron muestras inalteradas para analizar la distribución del tamaño y estabilidad de agregados.

5.4. Análisis de laboratorio

5.4.1. Estabilidad de agregados en húmedo

Para determinar la estabilidad de agregados en húmedo se utilizó el método Yoder modificado por Kemper y Rosenau (1986). Se emplearon 100 g de una muestra inalterada secada a la sombra, las muestras se rehumedecieron por capilaridad y se dejaron reposar durante 10 minutos. Posteriormente, el suelo se tamizó en una columna de mallas (4.76, 2.0, 1.0, 0.25 y 0.05 mm de diámetro) que estuvo oscilando en subidas y bajadas en agua a una velocidad de 30 oscilaciones por minuto por un periodo de 10 minutos. La fracción de suelo retenida en cada tamiz se colocó en frascos de vidrio y se secó a 105 °C durante 24 horas y se pesó. Para determinar la cantidad de agregados estables fue necesario realizar una corrección por el contenido de partículas de arena. Para ello se dispersaron los agregados de cada fracción separada agregando hexametáfosfato de sodio al 10 % (15 a 20 ml), se agitaron y se dejó reposar durante 12 horas. Cada fracción se pasó por el tamiz que le correspondía, de esta manera el material que no es agregado (arenas) se le restó a la fracción primaria (Figura 13)



Figura 13: A: macroagregados de muestras inalteradas; B: tamizado en húmedo; C: agregados retenidos en el tamiz; D: dispersión de agregados para corrección de arenas.

Con los datos obtenidos se determinaron los porcentajes de agregados estables al agua (A_{ew}) de diferentes tamaños: < 0.25 mm (microagregados), 0.25-1.0 mm (mesoagregados) y de 1.0-4.76 (macroagregados).

$$Aew (\%) = \frac{\text{Peso de los agregados retenidos en cada tamiz (g)}}{\text{Peso del suelo (g)} - \text{peso de las arenas}} \times 100$$

El porcentaje de macroagregados (> 0.25 mm) estables al agua (% WSA) (USDA-ARS y NRCS, 2001) se calculó mediante la siguiente ecuación:

$$WSA (\%) = \frac{\text{Peso de los agregados secos} - \text{arena}}{\text{Peso del suelo seco} - \text{arena}} \times 100$$

WSA% asume que los macroagregados grandes (> 2 mm) no se fragmentan en macroagregados pequeños (0.25-2 mm) durante el tamizado (Márquez *et al.*, 2004).

También se calculó el diámetro medio ponderado (DMP) y el diámetro medio geométrico (DMG) (Kemper y Rosenau, 1986) de los agregados utilizando las siguientes ecuaciones:

$$DMP = \frac{\sum_{i=1}^n w_i \bar{x}_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \quad DMG = \exp \left[\frac{\sum_{i=1}^n w_i \ln \bar{x}_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \right]$$

Donde:

\bar{x}_i = diámetro medio de partícula (mm) de la fracción de tamaño i

W_i = la proporción del suelo total en la fracción i dada corregida por el contenido de arena.

n = número de tamices usados

5.4.2. Contenido de humedad del suelo

La humedad en campo se cuantificó gravimétricamente (Van Reeuwijk, 2003). En un bote de aluminio previamente tarado (peso A), se colocó una muestra de suelo y se volvió a pesar (peso B), posteriormente se puso a secar a 105°C durante 24 horas. El bote se dejó enfriar a temperatura ambiente para después pesarse (peso C). El contenido de humedad en porcentaje se obtuvo mediante la siguiente fórmula:

$$\text{Humedad (\% H)} = \frac{(\text{Peso B} - A) - (\text{Peso C} - A)}{\text{Peso C} - A} \times 100$$

5.4.3. Carbono orgánico

Para obtener el contenido de CO por horizonte las muestras de suelo seco y homogeneizado se pasaron a través de un tamiz de 2 mm con el fin de separar grava y fragmentos de restos orgánicos. La fracción de tierra fina que paso a través del tamiz de 2 mm fue re-homogeneizada y pasada por un tamiz de 0.25 mm. El contenido de carbono orgánico (CO) del suelo se determinó con el método de combustión húmeda de Walkley y Black (1934) descrito por Van Reeuwijk (2003). Los porcentajes de carbono orgánico obtenidos se utilizaron para calcular las reservas de CO por unidad de área (DCOS) (kg m^{-2}) por horizonte y por perfil utilizando la ecuación Penman *et al.* (2003):

$$\text{DCOS} = \sum \text{COS horizonte} = \sum ((\text{COS}) * \text{DA} * \text{E} * (1 - \text{frag}))/100$$

Dónde: DCOS = reservas de carbono orgánico en un perfil de suelo (kg m^{-2}), COS horizonte = contenido de carbono orgánico por horizonte del suelo (kg m^{-2}), (COS) = concentración de C en una masa de suelo fino obtenida en laboratorio (g kg^{-1}), DA = Densidad aparente (Mg m^{-3}), E = espesor del horizonte (cm) y frag = % ocupado por fragmentos de roca en el horizonte/100.

5.4.4. Análisis físicos y químicos

Otras propiedades y características físicas y químicas se determinaron en cada horizonte o capa para su clasificación científica (Figura 14). Los análisis efectuados fueron: textura (método de la pipeta americana), densidad aparente (terrón con parafina), curvas de retención de humedad (ollas y membranas de presión), color en seco y en húmedo empleando para ello las cartas de colores Munsell, pH en agua relación 1:2, Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC) (acetato de amonio pH 7) y bases intercambiables (flamometría y absorción atómica), porcentaje de saturación de bases (PSB), nitrógeno total (simimicro Kjeldahl) y fósforo total (Bray y Kurtz). Todos los análisis anteriores están reportados en el Manual para Análisis de Suelos de Van Reeuwijk (2003)



Figura 14: Análisis de laboratorio: A: textura; B: densidad aparente; C: curvas de retención de humedad; D: nitrógeno total; E: bases intercambiables; F: pH; G: CIC.

5.4.7. Análisis micromorfológico

Las muestras no perturbadas se secaron al aire antes de la impregnación con resina poliéster insaturada y monostireno (relación 1: 1); luego se elaboraron secciones delgadas del suelo (7 cm × 5.5 cm × 30 μm) de acuerdo con el método de Murphy (1986). Los componentes o características del suelo, como poros, agregados, raíces y materia orgánica, se describieron siguiendo los conceptos y la terminología de Bullock *et al.* (1985) y Stoops (2003).

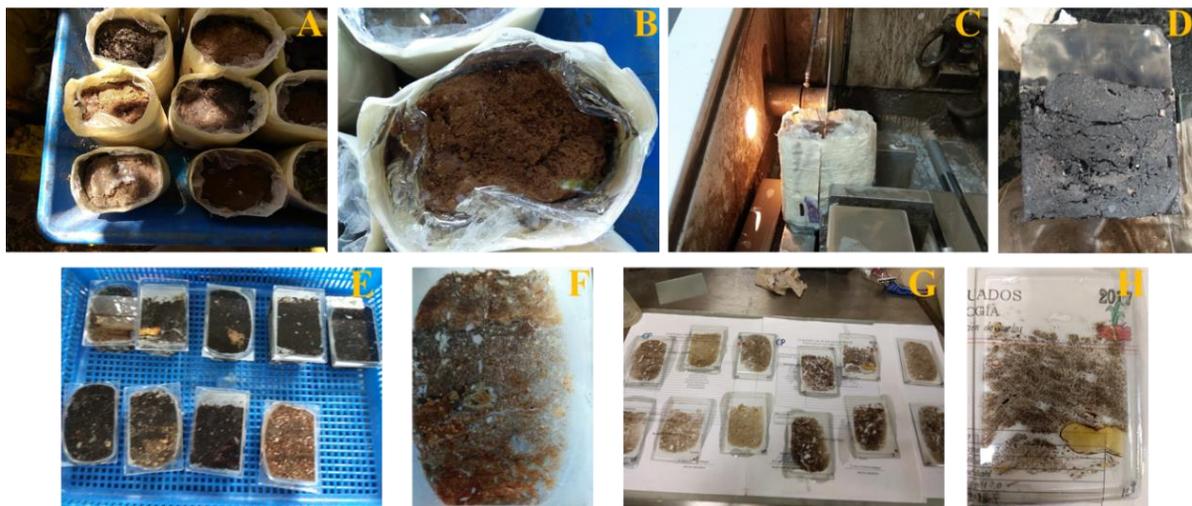


Figura 15: Elaboración de secciones delgadas de suelo: A: secado de muestras inalteradas; B: impregnación con resina epoxica; C: corte de los bloques con un disco punta diamante; D: bloque cortado; E: bloques pulidos y pegados sobre un portaobjetos; F: sección delgada pulida a 30 μm; G: secciones delgadas con cubreobjetos; H: sección delgada lista para su análisis bajo el microscopio petrográfico.

5.5. Análisis estadístico

Para evaluar los efectos de la vegetación y el relieve en las propiedades edáficas se realizaron un análisis de varianza (ANDEVA) en dos sentidos, uno para el tipo de vegetación y otro para la posición en la catena dentro de cada ambiente ribereño. Para ambos casos se realizó una prueba de comparación múltiple de medias mediante el criterio de diferencia mínima significativa con Tukey ($P = 0.05$).

Por último, se realizaron correlaciones (correlación simple de Pearson) entre las propiedades edáficas, los contenidos de carbono y los tamaños de agregados. Para el análisis estadístico se empleó el programa SAS[®] University Edition.

VI. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

6.1. Caracterización de los sitios de estudio

Generalmente, los paisajes de montaña exhiben una alta variabilidad de formas como consecuencia de los procesos morfodinámicos (erosión fluvial e hídrica y movimientos de remoción en masa) (Birkeland *et al.*, 2003). En el Iztaccíhuatl, los movimientos de remoción en masa (caída de rocas, deslizamientos, avalanchas y lahares) son uno de los fenómenos más frecuentes en las laderas y la erosión causada por procesos glaciales y fluviales ha dado forma a los paisajes de una manera característica (Vázquez, 1997; Franco *et al.*, 2018).

Los diferentes ambientes estudiados fueron un claro ejemplo de la diversidad de paisajes encontrados a lo largo de un intervalo altitudinal y los diferentes procesos que dieron origen a la topografía local, por ello a continuación se presenta una breve descripción de los sitios de estudio distribuidos a lo largo del gradiente altitudinal.

6.1.1. Pastizal montano

Es un valle intermontano (valle de Alcalican), que se ubica en la cota altitudinal de los 4,000 msnm. En el pastizal montano (PM) se establecieron dos posiciones en la llanura de inundación: 1) la zona adyacente al canal (RPM), pendiente de 5 % y una altitud de 3886 m; 2) dentro del abanico aluvial (AAPM); pendiente de 2 % y una altitud de 3884 m; y 3) en la parte media de la ladera (LMPM); pendiente de 24 % y una altitud de 3952 m (Figura 16).

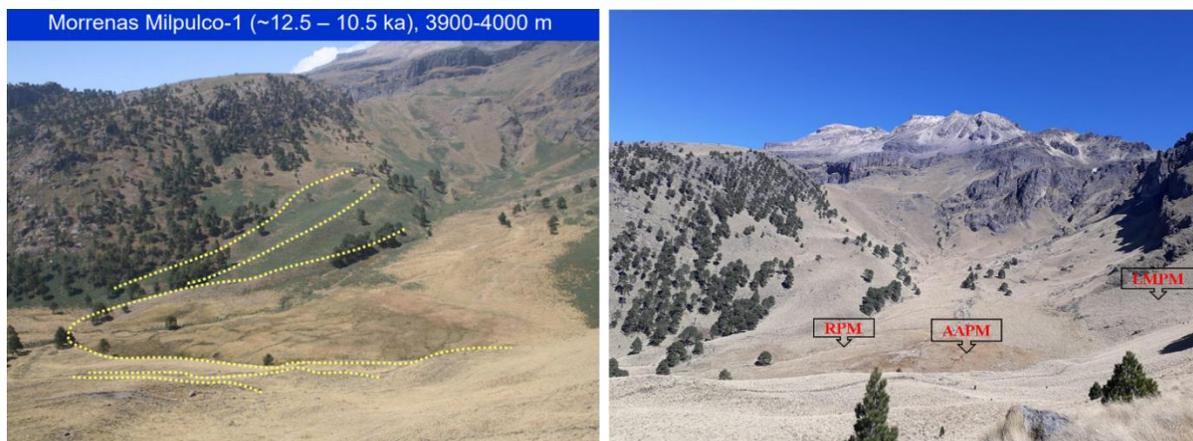


Figura 16: En la imagen de la izquierda se observa el límite inferior del glaciar que abarco gran parte del valle y la morrena Milpulco-1 (CONANP, 2013). A la derecha se ve la zona de estudio y la ubicación de las diferentes posiciones de la catena.

En este intervalo altitudinal el clima es frío (temperatura media anual de 6 a 8 °C), con escasa prestación (< 800 mm), alta insolación y radiación UV. El valle se caracterizó por tener laderas muy escarpadas (pendientes de más de 40 %); en cambio el fondo del valle fue relativamente plano (pendientes entre 1 y 3 %). En esta zona hay múltiples corrientes y escurrimientos (perenes y estacionales) de primer orden, originadas principalmente por el deshielo. Este tipo de valles son comúnmente llamados valles con forma de U o valles glaciares dado que se forman como consecuencia de la erosión causada por el desplazamiento de los glaciares en el fondo del valle previamente ocupado por corrientes de agua (Karlstrom, 2000).

En el caso del valle de Alcalican se formó por el desplazamiento de un glacial cuyo límite más bajo se ubicó a 3,800 msnm hace 12,000-10,000 años y su posterior retroceso produjo un depósito glacial (morrena de retroceso) designado como Mulpilco-1 (White, 1956). Diversos estudios realizados en el complejo volcánico del Iztaccíhuatl han encontrado evidencias geomorfológicas (morrenas) de distintos periodos de glaciación, que, junto con la actividad volcánica originaron diferentes secuencias de depósitos glaciares y depósitos piroclásticos (principalmente ceniza y pómez) (Vázquez, 1997; Soto y Delgado, 2018), esta mezcla de materiales proporciona a estos valles un complejo entorno geológico.

El relieve local influyó en las características ecológicas de los puntos de muestreo; por ejemplo, las pendientes relativamente planas en el fondo del valle que permitieron la formación de amplias llanuras de inundación. Estas llanuras retienen el agua proveniente de las crecidas del río y los flujos laterales de las laderas por lo cual los suelos permanecen inundados durante periodos prolongados.

Existen pocos estudios florísticos sobre la vegetación higrófila de alta montaña del Iztaccíhuatl; sin embargo, estudios realizados por Giménez *et al* (2009) y Castillejos (2017) encontraron comunidades florísticas dominadas por especies rastreras y macollas de talla reducida que forman densos pastos ralos (sintaxones *Poo villaroelii-Oreomyrrhetum tolucae* y *Carici peucophilae-Cotuletum mexicanae*). Las asociaciones vegetales encontradas sugieren que estos suelos pueden estar total o parcialmente saturados de agua durante prácticamente todo el año. Los bordes del canal están protegidos por pastos, musgo, hepáticas, y otras plantas como la *Arenaria bryoides*, que crecen formando tapetes, se desarrollan en los sedimentos arenosos estabilizándolos. La superficie al fondo del valle fue pedregosa como consecuencia de los flujos de escombros de las

zonas altas, el más reciente fechado ocurrió en el año 2012 (Franco, 2017). En la ladera (LMPM), los suelos tienen buen drenaje y las comunidades herbáceas están dominadas por gramíneas amacolladas de los géneros *Calamagrostis*, *Festuca* y *Muhlenbergia*.

6.1.2. Bosque de oyamel

En el bosque de oyamel (BO), la ladera tuvo una pendiente convexa-cóncava por lo que se estableció que el punto de muestreo fuera al fondo del valle en el suelo ribereño (RBO). Este sitio se presenta una altitud de 3,005 m y una pendiente ligeramente inclinada entre 8 a 12 %; el segundo sitio se estableció al pie de la ladera muy cercano a la corriente (PBO), con una altitud de 3007 m y pendientes entre 18 a 20 %; y el tercero sitio (LMBO) se relacionó con una altitud de 3013 m y pendientes entre 19 y 25 % (Figura 17).

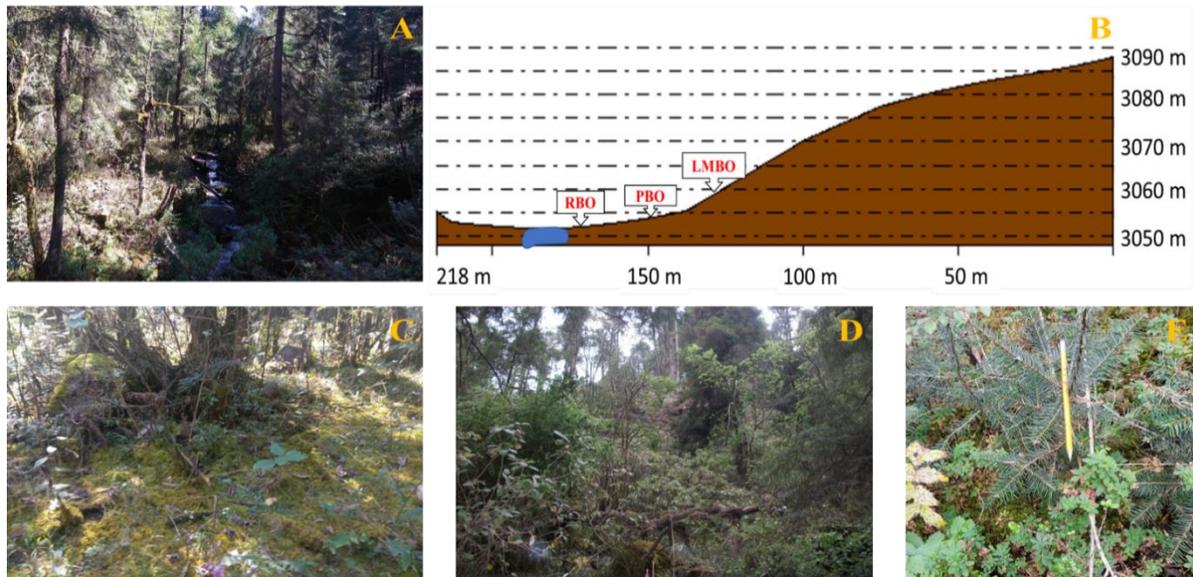


Figura 17: A: franja ribereña; B: Perfil topográfico de la ladera y puntos de muestreo; C: suelo adyacente al canal cubierto por musgo y herbáceas; D: bosque de oyamel con gran diversidad de plantas; E: plántulas de oyamel establecidas cerca del canal.

En este sitio, el valle se caracteriza por fondos estrechos y laderas abruptamente inclinadas por donde corre un río con un caudal de alta energía y gran capacidad erosiva; presenta pendientes pronunciadas en el cauce (25 a 30 %), con lecho rocoso y llanuras de inundación muy reducidas. Estos ambientes son los típicos valles de montaña, conocidos como valles en forma de V ya que el fondo del valle es muy estrecho. Generalmente, se considera a este tipo de valles fluviales como relieves jóvenes donde la morfología del lecho está fuertemente controlada por obstrucciones que ocurren estocásticamente (rocas, madera, vegetación en el canal) (Montgomery y Buffington,

1999; Brierley y Fryirs, 2005). Buffington y Montgomery (2013) mencionan que en estos sistemas la conectividad directa entre las laderas y la corriente ocasiona que los valles adyacentes a las corrientes sean principalmente de origen coluvial, pues las laderas son propensas a los movimientos de remoción en masa y el flujo de escombros; además, tanto las laderas como los bordes del cauce pueden estar sujetos a una intensa erosión hídrica y fluvial (Montgomery, 1999). La vegetación dominante es el oyamel (*Abies religiosa*), pero la humedad entorno a la corriente permite el desarrollo de una comunidad florística muy variada (Figura 18). El estrato arbustivo está conformado por *Senecio angulifolius*, *Eupatorium glabratum*, *Buddleja parviflora* y *Salix paradoxa*; los dos últimos siempre ocurren cercanos al canal. El estrato herbáceo fue abundante y estuvo dominado por especies como *Acaena elongata*, *Alchemilla procumbens*, *Arenaria lanuginosa*, *Salvia elegans*, *Senecio platanifolius* y *Pleopeltis polylepis*, además ocurren varias especies de musgos, hepáticas y helechos que recubren el cauce y los suelos ribereños protegiéndolos de la erosión.

6.1.3. Zona agrícola

En este sitio, las franjas ribereñas se conservan como fragmentos de un bosque mixto que separa los ríos de las tierras agrícolas (Figura 18). En esta zona se presenta un río sinuoso, con un lecho rocoso y se presentan algunos afloramientos de riolita y andesita. El primero sitio de muestreo se estableció en la llanura de inundación (RZA) que se caracteriza por ser relativamente plana (pendiente de 3 %) y muy variable, pues se podían encontrar segmentos del cauce no consolidados y fuertemente erosionados; por lo tanto, se optó por un segmento donde la vegetación herbácea fuera abundante y sin signos de erosión. En estas franjas se distinguió un estrato arbóreo poco diverso en donde se reconocieron especies como *Alnus acuminata*, *Salix* spp. *Quercus* spp, *Sambucus nigra* y *Crataegus mexicana*. El estrato arbustivo y herbáceo está dominado por algunos pastos y otras plantas como *Clethra* spp, *Senecio* spp, *Cestrum* spp, *Salvia elegans*, y fueron raros los helechos, pero se encuentran algunos del género *Adiantum*. El segundo punto de muestreo se estableció a la mitad del talud (LMZA) (pendiente de 12 %), en esta posición dominó el estrato arbustivo y arbóreo con muy pocas herbáceas, se encontraron algunas cárcavas y poca hojarasca. El tercer punto se estableció en la parte alta del talud (LAZA) en el límite entre la franja ribereña y las tierras cultivadas. En este sitio se practica la agricultura de secano en la que se alterna un año de cultivo (principalmente maíz) con otro de barbecho; la pendiente fue entre 5 y 8 %, se

encontraron algunas cárcavas y una fuerte erosión laminar que expuso el material parental del suelo (depósito de pómez).

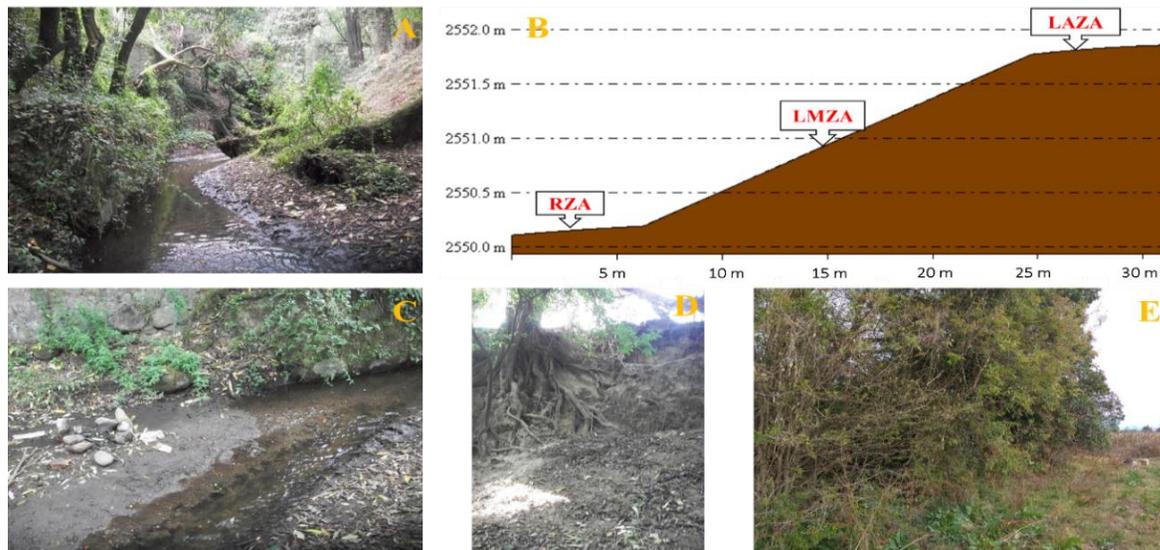


Figura 18: A: sistema ribereño en la zona agrícola; B: perfil topográfico del talud y puntos de muestreo; C: acumulación de sedimentos; D: erosión del cauce; E: zona de transición entre las tierras agrícolas y la franja ribereña.

Comúnmente, las tierras bajas son zonas de acumulación de sedimentos transportados por aguas corriente arriba (Buffington y Montgomery, 2013) donde los procesos de sedimentación y la estructura de los sistemas ribereños a menudo controlan la distribución de los suelos. Sin embargo, en la mayoría de los casos el desarrollo de las propiedades y la distribución de los suelos están controladas por los procesos morfogénicos que operan en la superficie del terreno y por debajo (Zinck *et al.*, 2016). Además, las perturbaciones antropogénicas influyen en mayor o menor medida en las condiciones del paisaje y los procesos pedológicos (Kondolf *et al.*, 2001); ejemplo de ello es la eliminación de la cubierta vegetal en la zona para incorporar las tierras a la agricultura. La eliminación de la vegetación aceleró los procesos de erosión (traslocación) provocando la pérdida de suelo fértil en la pendiente superior y el azolve del río y transporte de sedimentos en la parte inferior de la pendiente. De acuerdo con Pennock y Corre (2001), esto puede resultar en la modificación de los procesos pedológicos (por sepultamiento) en las pendientes bajas y el estancamiento de estos procesos de formación de suelos en la parte alta de la pendiente. Otro ejemplo, lo constituye la erosión encontrada en los bancos ribereños, donde la erosión fluvial del banco (por socavación) puede ser acelerada por la disminución de la vegetación (disminución de las raíces que estabilizan el cause) y la compactación causada por el pisoteo (Buffington y

Montgomery, 2013). Este proceso es el resultado del aumento de la carga de sedimentos aguas abajo, la degradación de los hábitats ribereños y la pérdida de suelos fértiles.

En las zonas montañosas como el Iztaccíhuatl hay grandes diferencias en las condiciones ambientales dentro de distancias relativamente cortas, por ello los ecosistemas ribereños estudiados difieren en régimen climático, microclimas y topografía local. Las comunidades vegetales (tipos, hábitos y estrategias) a lo largo del gradiente altitudinal y el gradiente lateral en las laderas estudiadas son el resultado de las adaptaciones de estas a zonas climáticas y equilibrios de agua y energía específicos (Burga *et al.*, 2004; Almeida, 2016). De acuerdo con Brubaker *et al.* (1993), Buffington y Montgomery (1999, 2013) y Zinck *et al.* (2016) el desarrollo morfológico, así como las propiedades físicas, químicas y biológicas de los suelos pueden variar en una misma zona según las condiciones climáticas (y microclimáticas) y el relieve. Los estudios de suelos en unidades relacionadas topográficamente, como las catenas, proporciona una base sólida para realizar investigaciones sobre la distribución espacial de los componentes del suelo y la relación de estos con el contexto geomorfológico (Brady y Weil, 1999).

Además, hay que tener en consideración que los ecosistemas ribereños responden de maneras diferentes a las diversas perturbaciones causadas por el hombre (Stott, 2010). Actualmente, se está haciendo un gran esfuerzo para evaluar los efectos de las perturbaciones naturales y antropogénicas en los entornos fluviales con el fin de comprender y predecir sus respuestas a diversas perturbaciones, donde se incluye la gestión de tierras y la restauración de los ríos y arroyos (Kondolf *et al.*, 2001; Simon *et al.*, 2011). En México, por ejemplo, se han realizado varios trabajos enfocados en la recuperación de ríos degradados con base en factores socio-ecológicos (Meli *et al.*, 2013; Meli *et al.*, 2014; Soto y Ramírez, 2019) con énfasis en la reforestación, la calidad del agua y la valoración social y económica que conlleva la restauración o degradación de los ríos. Incluso se han desarrollado sistemas de indicadores para dar seguimiento a la recuperación de ríos urbanos (Zamora *et al.*, 2017), en dicha propuesta los indicadores que componen el sistema de monitoreo están enfocados a la delimitación de áreas prioritarias de conservación, reforestación y restauración de suelos donde la participación gubernamental y ciudadana juegan un papel muy importante. Todo esto es impulsado por la preocupación sobre la influencia del cambio climático en estos ecosistemas y la necesidad de asegurar el suministro de agua limpia para una creciente población mundial.

6.2. Efecto del tipo de vegetación y el relieve en las propiedades edáficas

En los Cuadros 3 y 4 se presentan los resultados del análisis de varianza correspondiente al efecto de los diferentes tipos de vegetación a lo largo del intervalo altitudinal (pastizal montano, bosque de oyamel, zona agrícola), y la posición en el relieve de las muestras dentro de cada sistema ribereño.

Cuadro 3: Análisis de varianza de las propiedades físicas de los suelos estudiados

Factores	Pr > F							
	Humedad	Densidad aparente	Arena	Limo	Arcilla	CC	PMP	Frag
Tipo de vegetación (TV)	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
Posición	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001

H= humedad gravimétrica; CC=retención de humedad a 33 kp; PMP=retención de humedad a 1500 kp; Frag=porcentaje de fragmentos gruesos (> 2 mm).

Cuadro 4: Análisis de varianza de las propiedades químicas de los suelos estudiados

Factores	Pr > F										
	pH	pH ^{NaF}	MO	Na ⁺	K ⁺	Mg ⁺²	Ca ⁺²	CIC	SB	N	P
TV	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
Posición	0.0002	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001

pH^{NaF}= pH medido en fluoruro de sodio; MO= materia orgánica; Na=sodio intercambiable; K =potasio intercambiable; Mg=magnesio intercambiable; Ca=calcio intercambiable; CIC=capacidad de intercambio catiónico; SB=saturación bases; N= nitrógeno total; P=fosforo.

Los resultados del análisis de varianza muestran que en general el uso del suelo y la posición de las muestras dentro de cada sistema ribereño tuvieron un efecto altamente significativo en todas las propiedades físicas y químicas del suelo.

6.2.1. Efecto del tipo de vegetación sobre las propiedades edáficas

En el Cuadro 5 se muestran las medias de las propiedades físicas y químicas y sus respectivas desviaciones estándar (Ds) correspondiente a los diferentes tipos de vegetación.

El contenido de humedad gravimétrica, la retención de agua, la capacidad de intercambio catiónico y el nitrógeno total se relacionaron de manera directa con la vegetación. En estas variables los valores más altos ocurren en el pastizal montano y decrecen con la altitud. La humedad del suelo es un factor ampliamente variable en zonas montañosas, donde además de afectar el crecimiento y distribución de la vegetación, se relaciona con la estabilidad de las pendientes (McKenzie *et al.*, 2002). En las zonas montañosas se ha encontrado que existe una tendencia decreciente hacia las

zonas más altas (Pellet y Hauck, 2017), aunque depende de la precipitación, la evapotranspiración, los periodos de heladas y los grupos de suelos (Doringo *et al.*, 2013). La retención de humedad (Rh) está relacionada con la textura del suelo, el porcentaje y tipo de arcillas, la densidad aparente y el contenido de materia orgánica (Hazelton y Murphy, 2016). En este estudio la Rh a 1500 kPa vario entre 30 y 15 %, que de acuerdo Shoji *et al.* (1996) corresponden a valores de bajos a moderados. La mayor Rh en las zonas altas se explica por un mayor desarrollo de materiales no cristalinos y asociaciones órganominerales; mientras que la presencia incipiente de las propiedades tixotrópicas, en todos los suelos estudiados, se explica por los valores bajos de Rh relacionado con el moderado desarrollo de los coloides minerales no cristalinos en estos suelos (Nezeyimana *et al.*, 1997). Trabajos realizados por Ping *et al.* (1989), Shoji *et al.* (1993) y Chavarriaga (2017) encontraron que, en los Andisols, la Rh disminuye considerablemente cuando el suelo es secado (por la deforestación o incendios forestales) debido a los cambios irreversibles que sufren los materiales amorfos y la materia orgánica, además el secado en andisols altamente hidratados, como algunos encontrados en este estudio, puede acelerar la mineralización del COS y la erosión del suelo (Poulenard *et al.*, 2001; Rahayu *et al.*, 2015).

Los suelos presentan una CIC entre moderada y alta (Hazelton y Murphy, 2016), la cual se relaciona principalmente con mayores porcentajes de materia orgánica en las zonas altas (FAO, 2017). Una CIC alta otorga gran capacidad amortiguadora ante los cambios en la química del suelo y le permite retener nutrimentos para las plantas (Garrido, 1994). En los andisols es una propiedad muy variable que depende del método con el que se obtenga, las características del suelo (alofánico, no alofánico) y por los fenómenos de carga variable que presentan (Shoji *et al.*, 1993).

El contenido de nitrógeno total en los suelos varió de alto a muy alto, este procedimiento determina todas las formas de nitrógeno (excepto nitratos) presentes en el suelo (Van Reeuwijk, 2003) y de acuerdo con Hazelton y Murphy (2016) gran parte de este nitrógeno se encuentra en materiales orgánicos químicamente estables y residuos de plantas y animales parcialmente descompuestos, por lo que no estaría disponible para las plantas. Según Shoji *et al.* (1993), el contenido de nitrógeno en los suelos derivados de ceniza volcánica oscila en un amplio rango; sin embargo, tienden a acumular más nitrógeno que otros suelos minerales como consecuencia de las relaciones Al-humus.

Cuadro 5: Valores medios de las propiedades edáficas de los diferentes usos de suelo.

Propiedad	Pastizal Montano 4,000 m		Bosque de oyamel 3,000 m		Zona agrícola 2,500 m		DMS
	M	Ds	M	Ds	M	Ds	
Humedad (%)	60.76	16.5	34.80	9.6	19.08	14.25	2.31
Da (g cm ⁻³)	0.92	0.15	1.12	0.18	1.40	0.082	0.01
Arena (%)	47.52	12.0	54.02	14.34	52.93	17.63	0.1
Limo (%)	43.28	15.10	35.51	9.58	40.79	19.22	0.1
Arcilla (%)	9.2	3.09	10.42	4.85	6.27	1.93	0.1
PMP (%)	32.59	29.5	10.27	1.64	14.17	4.81	5.9
Frag (%)	8.05	5.33	10.48	1.49	22.27	16.46	1.25
pH	4.85	0.40	4.85	0.13	6.25	0.10	0.14
NT (%)	0.90	0.39	0.63	0.24	0.3	0.03	0.02
Na ⁺ Cmol (+) kg ⁻¹	0.64	0.35	0.81	0.12	6.06	3.52	0.09
K ⁺ Cmol (+) kg ⁻¹	0.54	0.19	0.58	0.34	3.16	0.99	0.08
Mg ⁺² Cmol(+)kg ⁻¹	1.66	0.85	1.89	0.22	1.73	0.22	0.01
Ca ⁺² Cmol(+) kg ⁻¹	2.15	0.41	1.19	0.65	0.62	0.19	0.004
CIC Cmol(+) kg ⁻¹	32.07	16.2	23.52	9.58	23.71	4.85	0.66
SB (%)	18.49	7.26	22.36	8.58	49.74	8.19	1.7
Fosforo (mg kg)	11.05	7.07	19.59	19.59	32.40	8.31	0.3

M = Media; Ds = Desviación estándar; DMS = Diferencia Mínima Significativa (P = 0.05)

Los suelos presentan una CIC entre moderada y alta (Hazelton y Murphy, 2016), la cual se relaciona principalmente con mayores porcentajes de materia orgánica en las zonas altas (FAO, 2017). Una CIC alta otorga gran capacidad amortiguadora ante los cambios en la química del suelo y le permite retener nutrientes para las plantas (Garrido, 1994). En los andisols es una propiedad muy variable que depende del método con el que se obtenga, las características del suelo (alofánico, no alofánico) y por los fenómenos de carga variable que presentan (Shoji *et al.*, 1993).

El contenido de nitrógeno total en los suelos varió de alto a muy alto, este procedimiento determina todas las formas de nitrógeno (excepto nitratos) presentes en el suelo (Van Reeuwijk, 2003) y de acuerdo con Hazelton y Murphy (2016) gran parte de este nitrógeno se encuentra en materiales orgánicos químicamente estables y residuos de plantas y animales parcialmente descompuestos, por lo que no estaría disponible para las plantas. Según Shoji *et al.* (1993), el contenido de

nitrógeno en los suelos derivados de ceniza volcánica oscila en un amplio rango; sin embargo, tienden a acumular más nitrógeno que otros suelos minerales como consecuencia de las relaciones Al-humus.

Un comportamiento inverso ocurrió con la densidad aparente, la textura, la pedregosidad, el pH, los cationes intercambiables, la saturación de bases y el fósforo, donde los valores más altos se presentan en las zonas bajas (bosque de oyamel y zona agrícola).

El pH de los suelos fluctúa entre fuertemente ácido en las zonas altas a ligeramente ácido en la zona agrícola (Hazelton y Murphy, 2016). De acuerdo con Wada (1989), la mayor acidez en los suelos bajo pastizal montano y bosque de oyamel se debe a los altos contenidos de materia orgánica (valores de 4.0 a 6.5). Los valores ligeramente ácidos (de 5.0 a 7.0) en las zonas bajas se presentan por el alófano y la imogolita.

La Da varía entre baja y moderada, lo cual no representa ningún problema para el crecimiento y la penetración de las raíces (Hazelton y Murphy, 2016). Las densidades más bajas en las zonas altas se atribuyen al desarrollo de microagregados altamente porosos, al contenido de materia orgánica y la formación de asociaciones órganominerales (Shoji *et al.*, 1996). Ping *et al.* (1989) encontraron que en suelos derivados de cenizas volcánicas recientes las densidades pueden ser mayores de 0.9 g cm^{-3} lo cual puede ser el caso de la mayoría de los suelos estudiados.

En los suelos volcánicos, el comportamiento de los elementos químicos es altamente variable como consecuencia de la composición química de las tefras que a su vez depende de las zonas volcánicas de donde se originó (Shoji *et al.*, 1993). Generalmente, los cationes intercambiables muestran una gran movilidad por lo que la intensa lixiviación en las zonas altas permite la acumulación de estos elementos en las partes bajas (Zinck *et al.*, 2016), lo que a su vez incrementa la saturación de bases. De igual modo, el aporte de sedimentos y otros componentes del suelo de las zonas altas incrementan los contenidos de arena y la pedregosidad de los suelos en las partes bajas (Pennock y Corre, 2001; Buffington y Montgomery, 2013; Zinck *et al.*, 2016).

Por otra parte, las prácticas de manejo parecen afectar las propiedades del suelo pues se encontró un incremento considerable en los valores de Da, pH, fósforo disponible (P) y sodio (Na^+) en los suelos de uso agrícola. El incremento de la Da y el pH se ha relacionado principalmente con la disminución de la materia orgánica por el cultivo y mal manejo de la tierra (Mukhlis *et al.*, 2014). Algunas investigaciones realizadas en suelos volcánicos (Rahman *et al.*, 2008; Perret y Dorel,

2006; Afany y Pulungan; 2018) han encontrado aumentos en los niveles de P y Na por la aplicación de insumos agrícolas (fertilizantes y tratamientos químicos contra plagas).

6.2.2. Efecto del relieve y el tipo de vegetación sobre las propiedades edáficas

En el Cuadro 6 se presentan los valores medios de las propiedades edáficas relacionadas con el relieve dentro de cada tipo vegetación. Los resultados del análisis de varianza indican que la posición de las muestras en cada catena afecta las propiedades del suelo de manera significativa.

La distribución de las propiedades edáficas se comporta de manera irregular entre las distintas posiciones de los sistemas ribereños como consecuencia de los diferentes relieves (valle glacial, valle fluvial y zonas planas) que se presentan en los sitios de estudio. De acuerdo con Dahlgren et al. (1997), Durak y Surico (2005) esta irregularidad se debe a la intensidad de la energía radiante que reciben, el drenaje del suelo, los procesos de escorrentía, erosión y deposición de sedimentos; factores que afectan la génesis del suelo, el desarrollo de la vegetación y claramente las propiedades del suelo.

A pesar de la heterogeneidad de los resultados se pueden encontrar algunos patrones generales en la distribución de las propiedades de los suelos; por ejemplo, los suelos ribereños al fondo del valle y las posiciones intermedias tienden a tener un mayor porcentaje de humedad, arena y fragmentos gruesos (> 2 mm), y menores porcentajes de limo que los suelos en las partes altas de las laderas. Diversas investigaciones han encontrado que la distribución espacial de estas propiedades está fuertemente relacionada con el gradiente de la pendiente. Por ejemplo, el flujo de agua pendiente a bajo tiende a concentrar la humedad en estas zonas (Brubaker *et al.*, 1993); sin embargo, en este caso la distribución de esta propiedad está relacionada con el frente de humedad y las variaciones del manto freático producidas por las corrientes de agua lo que concentra la humedad al fondo de las barrancas y cañadas (Xiaodong *et al.*, 2011; Scott y Wohl, 2018). Por otra parte, el aumento de los contenidos de arena y fragmentos gruesos en las zonas bajas de las laderas se debe a la translocación lateral de partículas y escombros gruesos desde las laderas altas (Zinck *et al.*, 2016) y a la acumulación de sedimentos gruesos aportados por las corrientes. La distribución de sedimentos a lo largo de las corrientes tiende a acumular los sedimentos finos en los suelos ribereños de las zonas bajas (RZA) donde las texturas son franco limosas.

Cuadro 6: Medias de las propiedades edáficas correspondientes a la posición de las muestras en las catenas dentro de cada sistema ribereño.

Propiedad	Pastizal Montano			Bosque de oyamel			Zona agrícola		
	LMPM	AAPM	RPM	LMBO	PBO	RBO	LAZA	LMZA	RZA
Humedad (%)	37.42	91.49	53.80	21.22	38.88	44.30	7.38	10.74	39.13
Da (g cm ⁻³)	1.04	0.57	0.95	0.96	1.07	1.36	1.30	1.44	1.46
Arena (%)	37.12	0.00	57.92	39.45	51.53	71.22	67.74	60.51	30.56
Limo (%)	56.36	0.00	30.20	45.85	36.22	24.46	25.81	31.15	65.41
Arcilla (%)	6.52	0.00	11.88	14.71	12.24	4.32	6.45	8.34	4.03
CC	19.19	81.25	23.57	26.62	26.83	17.10	29.61	21.47	34.57
PMP (%)	18.53	69.90	9.36	11.48	10.94	8.42	10.29	12.42	19.82
Frac (%)	10.57	0.00	12.34	9.99	12.34	9.11	13.61	9.84	43.39
pH	4.65	5.35	4.55	5.0	4.85	4.70	6.15	6.35	6.25
pH ^{NaF}	9.90	7.70	8.30	9.30	8.60	8.00	9.10	9.10	8.90
MO (%)	9.45	37.11	16.48	25.74	29.25	13.65	3.65	4.26	11.87
NT (g kg)	5.09	14.43	7.63	8.54	7.52	2.94	3.00	2.57	3.43
Na ⁺ Cmol(+)kg ⁻¹	0.18	0.92	0.90	0.73	0.96	0.73	1.57	1.24	1.48
K ⁺ Cmol(+)kg ⁻¹	0.75	0.31	0.56	0.20	0.96	0.61	2.56	4.45	2.50
Mg ⁺² Cmol(+)kg ⁻¹	0.52	2.58	1.89	1.88	2.17	1.63	1.44	1.79	1.99
Ca ⁺² Cmol(+)kg ⁻¹	1.6	2.46	2.32	1.19	1.99	0.40	0.38	0.62	0.86
CIC Cmol(+)kg ⁻¹	24.04	54.75	17.43	31.43	29.10	10.04	28.90	17.24	25.01
SB (%)	15.32	11.65	28.52	12.73	20.88	33.49	51.75	58.57	38.90
P (mg kg)	3.40	9.29	20.46	5.09	6.40	47.30	43.62	23.76	29.83

LMPM: ladera media pastizal montano. **AAPM:** abanico aluvial pastizal montano. **RPM:** Ribera pastizal montano. **LMBO:** ladera media bosque de oyamel. **PBO:** pie de ladera bosque de oyamel. **RBO:** Ribera bosque de oyamel. **LAZA:** ladera alta zona agrícola. **LMZA:** ladera media zona agrícola. **RZA:** ribera zona agrícola.

La distribución del fósforo disponible también mostró una relación directa con la posición en el paisaje pues los valores más altos ocurrieron en las riberas. Hoffmann *et al.* (2009), indican que las riberas son zonas de acumulación de este elemento ya que se mueve fácilmente desde las tierras altas adyacentes hasta las riberas, donde es filtrado por la vegetación. Sin embargo, en la zona agrícola, el mayor contenido de este elementó ocurre en los suelos cultivados, posiblemente por la aplicación de fertilizantes. Además, la disminución de la vegetación en franjas ribereñas y la

erosión en la zona de amortiguación natural podría contribuir a las pérdidas de fósforo a través de la lixiviación y la escorrentía superficial y su posterior movilización aguas abajo. Este proceso conocido como contaminación difusa (Loehr, 1984) es un grave problema ambiental en varias partes de México pues genera la eutrofización de las aguas superficiales (Aguilar y Pérez, 2008).

En cuanto al nitrógeno, los valores más altos ocurren en los suelos ribereños bajo pastizal montano y en los Andisols bajo bosque de oyamel, las zonas con mayor acumulación de materia orgánica, lo cual indica que está fuertemente retenido dentro de los materiales orgánicos (Hazelton y Murphy, 2016) y los complejos organominerales (Shoji *et al.*, 1993). La liberación microbiana de este elemento a la forma móvil (nitrato) es lenta y la acumulación del nitrógeno en las zonas ribereñas a largo plazo no es muy clara debido al gran poder de desnitrificación que tienen estos ambientes (Bryce *et al.*, 1995).

En cambio, otras propiedades exhiben una alta variabilidad en su distribución; por ejemplo, valores bajos de densidad, alta retención de humedad (CC y PMP) y alta capacidad de intercambio catiónico en las zonas altas se pueden relacionar con altos contenidos de materia orgánica y desarrollo de propiedades ándicas (Ping *et al.*, 1989; Shoji *et al.*, 1996; Hazelton y Murphy, 2016). Valores de densidad significativamente más altos en las partes bajas de la ladera podrían estar relacionados con el incremento de la fracción arenosa y fragmentos gruesos (Yimer, 2017). Los valores altos de densidad, la disminución en la retención de humedad y capacidad de intercambio catiónico en la zona agrícola se pueden atribuir a la compactación del suelo, la degradación química por declinación de la fertilidad y la erosión (Porta *et al.*, 1999; Buffington y Montgomery, 2013). En cuanto a la distribución de los cationes intercambiables, los contenidos más altos tienden a ocurrir en las partes medias de las catenas a causa de la lixiviación y translocación lateral de sustancias solubles (Durak y Surucu, 2005; Zinck *et al.*, 2016); por lo tanto, la saturación de bases suele ser más baja en los suelos de las tierras altas en comparación con los suelos en las partes bajas de las laderas.

En general, los resultados mostraron una gran variación en la distribución de las propiedades edáficas en los diferentes ecosistemas ribereños; sin embargo, es evidente que la distribución de las propiedades del suelo puede verse influenciada de manera significativa por su posición en el paisaje en los ecosistemas naturales; mientras que la variación en las riberas degradadas puede atribuirse más que nada a la prácticas de gestión. Actualmente, existe a necesidad de estudios más

detallados a nivel de cuenca para generar datos suficientes para comprender y modelar, el papel de los ecosistemas ribereños, en la transferencia y retención de nutrientes y otros componentes del suelo a nivel de cuenca.

6.3. Génesis y clasificación de suelos

Los suelos de los sitios de estudio se clasificaron hasta nivel de subgrupo (Cuadro 6) de acuerdo con la taxonomía de suelos (Figura 19). Los órdenes de suelos encontrados en la zona de estudio fueron: Andisols, Entisols, e Inceptisols.

Cuadro 7: Clasificación de suelos de acuerdo con la taxonomía de suelos

Vegetación	Posición	Epipedón	Orden	Suborden	Gran grupo	Subgrupo
Pastizal montano (4,000 m)	LMPM	Úmbrico	Andisols	Cryands	Vitricryands	Humic vitricryands
	AAPM	Hístico	Inceptisols	Aquepts	Humaquepts	Histic Humaquepts
	RPM	Ócrico	Inceptisols	Aquepts	Endoaquepts	Aquandic Endoaquepts
Bosque de oyamel (3,000 m)	LMBO	Úmbrico	Andisols	Vitrands	Udivitrands	Humic Udivitrands
	PBO	Úmbrico	Inceptisols	Udepts	Humudepts	Vitrandic Humudepts
	RBO	Ócrico	Entisols	Orthents	Udorthents	Lithic Udorthents
Zona agrícola (2,537 m)	LAZA	ocrico	Andisols	Vitrands	Udivitrands	Typic Udivitrands
	LMZA	Móllico	Andisols	Vitrands	Udivitrands	Humic Udivitrands
	RZA	Úmbrico	Inceptisols	Udepts	Humudepts	Vitrandic Humudepts

Unidades de suelo bajo pastizal montano



Aquandic Endoaquepts



Histic Humaquepts

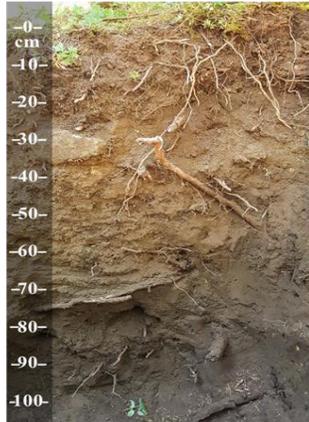


Humic vitricryands

Unidades de suelo bajo bosque de oyamel



Lithic Udorthents



Vitrandic Humudepts



Humic Udivitrands

Unidades de suelo en la zona agrícola



Vitrandic Humudepts



Humic Udivitrands



Typic Udivitrands

Figura 19: Unidades de suelo de los sitios de estudio, los suelos a la izquierda son los adyacentes a la corriente, en el centro los de las partes medias de las laderas y a la derecha los de las posiciones más altas.

Los **Andisols** se formaron partir de depósitos volcánicos reciente (tefras y cenizas), de aproximadamente 1000 a 5000 años (Arana *et al.*, 2010). Ocurren en las partes altas de las laderas en los tres sistemas ribereños, son suelos jóvenes con poco o moderado desarrollo morfológico ya que conservan sus texturas gruesas (franco arenosas) y en su mayoría tienen densidades aparentes $> 1 \text{ g cm}^{-3}$ (Cuadro 8). Estos valores indican que los suelos presentan propiedades vítricas, pero que se están formando materiales amorfos (Ping *et al.*, 1989; Nanzoy, 2002). Cuando se presentan estas propiedades, se llaman intermedias.

Cuadro 8: Propiedades ándicas evaluadas en suelos de la cuenca de Alcalican.

Horizonte	Espesor cm	Da g cm ⁻³	Alófano	pH ^{NaF} 1:50	Arena	Limo	Arcilla	CC	PMP
					%				
Pastizal montano (Temperatura media anual = 5.5 °C; Precipitación media anual = 800 mm)									
Ajj	0-16	1.04	+	9.90	37.12	56.36	6.52	19.19	18.53
AB	16-31	1.06	++	10.40	64.57	24.09	11.34	42.29	13.68
Bw	31-41	1.07	+++	10.60	65.47	27.63	6.91	27.86	17.08
2BC	41-50	1.08	++	10.70	61.20	34.69	4.11	64.61	13.85
Bosque de oyamel (Temperatura media anual = 10°C; Precipitación media anual = 1200 mm)									
A1	0-17	0.96	+	9.30	39.45	45.85	14.71	26.62	11.48
A2	17-34	1.14	++	10.10	52.19	41.44	6.38	13.36	9.23
Bw	34-52	1.21	++	9.90	54.19	41.44	4.38	13.36	10.30
C	52-71	1.21	+++	10.40	58.91	37.48	3.60	14.92	9.74
2C	71-100	1.16	+++	10.70	62.68	34.29	3.03	15.18	7.86
Zona agrícola (Temperatura media anual = 12°C; Precipitación media anual = 1000 mm)									
A1	0-30	1.46	-	9.10	60.51	31.15	8.34	21.47	12.42
Bw	30-46	1.17	-	8.60	44.40	42.70	12.90	41.17	27.54
BC	46-73	1.15	-	8.40	39.63	54.33	6.04	21.44	10.53
C	73-100	1.05	-	8.50	62.53	21.55	15.93	27.86	21.33
Ap	0-16	1.30	-	9.10	67.74	25.81	6.45	29.61	10.29
Bw	16-37	1.23	-	9.00	49.54	41.74	8.72	17.05	9.94
C1	37-70	1.50	-	9.20	54.26	41.41	4.33	15.46	8.87
C2	70-100	1.34	-	8.80	44.71	49.09	6.19	16.13	10.09

Es bien sabido que el desarrollo de los suelos volcánicos depende de la meteorización de los materiales volcánicos y la neoformación de minerales de rango corto (alófono y halloysita) (Shoji *et al.*, 1993); sin embargo, la transformación depende de una amplia variedad de factores como la precipitación, el drenaje, la composición química de las tefras, el tipo de vegetación e incluso las actividades humanas (Parfitt, 2009).

Los Andisols estudiados tienen un pH fuertemente ácido (Hazelton y Murphy, 2016) y altos contenidos de MO (Nanzyo, 2002) lo que promueve la formación de complejos Al-humus, principalmente en el horizonte A (Ping *et al.*, 1989; Shoji *et al.*, 1993). La presencia de estos complejos se puede deducir a través del pH medido en fluoruro de sodio (NaF 1N) donde los valores mayores a 9.4 indica la presencia de alófono y la formación de complejos de humus y aluminio (Fieldes y Perrot, 19996).

Un ejemplo de la influencia de las actividades humanas en la formación de los suelos volcánicos se encuentra en la zona agrícola donde la exposición del material parental, por la erosión, provocó el estancamiento de los procesos patogenéticos, dando origen a andosoles muy jóvenes con abundante vidrio volcánico y un epipedon ócrico. En general, el principal proceso de formación en estos suelos es la andosolización, que se caracteriza por la rápida transformación de los materiales volcánicos, y el oscurecimiento de los suelos a través de la melanización (Figura 20).

De acuerdo con Buol *et al.* (2011) la génesis conceptualiza los factores y procesos responsables de las propiedades químicas, físicas y mineralógicas de los suelos, así como la distribución espacial de varios grupos de suelo dentro del paisaje. La clasificación, por su parte, se basa en propiedades del suelo definidas en términos de horizontes, propiedades y materiales de diagnóstico para categorizarlos en grupos en diferentes niveles de generalización. La clasificación de suelos tiene diferentes fines como la organización del conocimiento, recordar propiedades, establecer relaciones entre suelos y la transferencia de tecnología y comunicación (Soil Survey Staff, 2014).

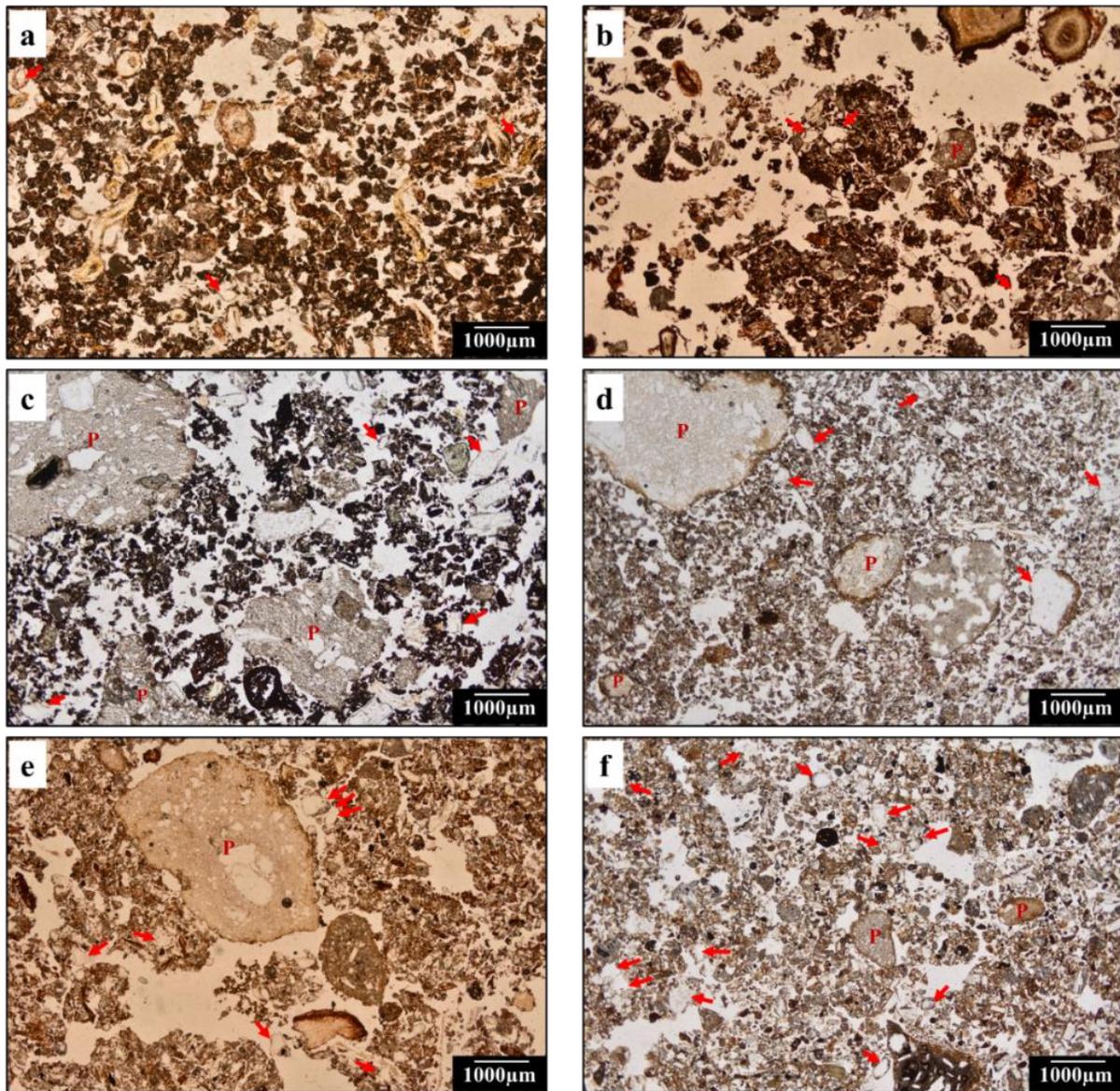


Figura 20: Microfotografías en luz polarizada plana que muestran: el oscurecimiento del suelo en el horizonte A (a,b y e) por la incorporación de materia orgánica, y el intemperismo de pómez (P) y vidrio volcánico (flechas) en el horizonte Bw (c,d y f), bajo pastizal (a-c), bosque de oyamel (b-d) y en la zona agrícola (e- f) n la zona agrícola.

Los Andosols estudiados tienen las características reportadas por autores a nivel nacional e internacional como Mizota y Van Reeuwijk (1989); Takahashi *et al.* (1989), Miehlich (1991), Prado *et al.* (2007) y Peña (2013). Los colores son negros o pardo oscuro en húmedo y pardo grisáceo oscuro a pardo amarillento oscuro en seco principalmente por la naturaleza básica de los materiales volcánicos y con value en húmedo < 3 y chroma entre 2 y 4. De acuerdo con Miehlich (1991) y Peña (2013), la formación de estos suelos está determinada principalmente por la edad

de los materiales volcánicos y el clima, y la morfología de los perfiles está influenciada por la topografía (Prado *et al.*, 2007).

Inceptisols y Entisols. Estos órdenes abarcan los suelos ribereños y los suelos al pie de la ladera, son complejos debido a que se formaron a partir de una mezcla de sedimentos eolicos/aluviales/coluviales/glaciales. En la zona de pastizal, adyacentes al canal, se forman Inceptisols a partir de una mezcla de sedimentos aluviales/glaciales, pómez y flujos de escombros; mientras que dentro del abanico aluvial se encuentra un horizonte orgánico sobre diferentes depósitos de sedimentos aluviales, depósitos de ceniza y depósitos glaciares. En el bosque de oyamel, los Inceptisols se forman al pie de la ladera a partir de sedimentos coluviales; y en la zona adyacente al canal del río se forman Entisols a partir de sedimentos aluviales estabilizados que yacen sobre rocas detríticas (conglomerados). En la zona agrícola, los Inceptisols ocurren en las llanuras de inundación y se forman a partir de sedimentos aluviales y coluviales. Ambos grupos de suelo se caracterizan por su escaso desarrollo pedogenético (Buol *et al.*, 2011); sin embargo, los Inceptisols presentan un horizonte subsuperficial cámbico (generalmente enterrado). En estos suelos los procesos más importantes son la melanización en el horizonte superficial y en los suelos ribereños la gleización (hidromorfismo) debido a la presencia de condiciones ácuicas evidenciadas por rasgos reductimórficos o redoximórficos. De acuerdo con Bockheim y Gennadiyev (2000) son rasgos morfológicos visibles (principalmente concentraciones, revestimientos e hiporevestimientos) de compuestos de hierro y manganeso, los cuales se pueden apreciar en la Figura 21.

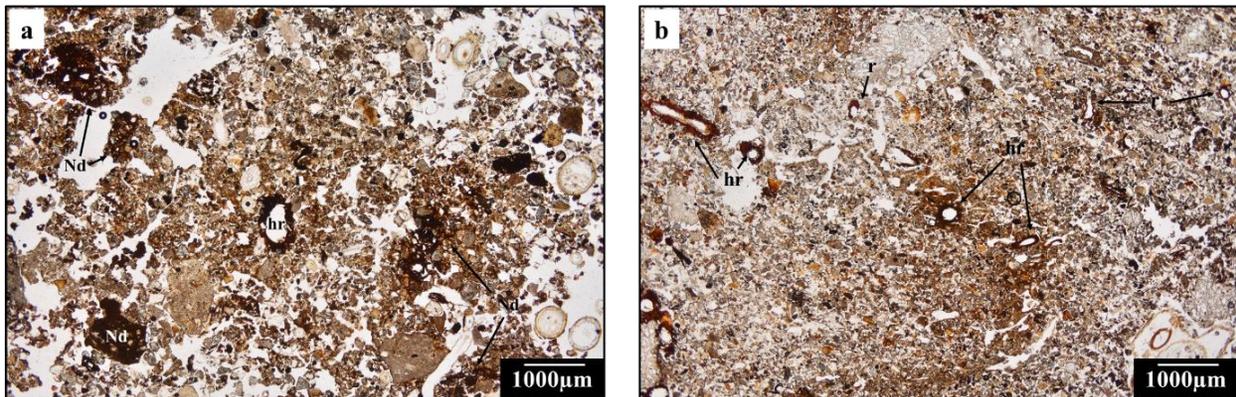


Figura 21: Microfotografías en luz polarizada plana que muestran hiporevestimientos (hr), revestimientos (r) y nodulos (Nd) de Fe en suelos ribereños adyacentes al canal (a) y dentro del abanico aluvial (b) bajo pastizal montano.

Egli y Poulenard (2017) plantean que en áreas montañosas los suelos están íntimamente vinculados con los ecosistemas que sostienen; de manera que a lo largo de una secuencia altitudinal las características del suelo están claramente determinadas por los cambios en el gradiente climático y la vegetación, pero la intensidad con la que actúan depende fundamentalmente de la composición del material. Estos factores dan lugar a distintos procesos de formación que dan origen a diferentes epipedones (Cuadro 6) a lo largo de las secuencias (lateral y longitudinal); por ejemplo, en los andisols de las zonas altas dominan los epipedones úmbricos y en las bajas los epipedones móllicos, en ambos horizontes de diagnóstico la melanización es el principal proceso de formación (Bockheim y Gennadiyev, 2000). Cuando los suelos sujetos a melanización están enriquecidos con bases, la acumulación de humus refleja un epipedón móllico. Cuando las bases están agotadas, los suelos tienen un epipedón úmbrico (Soil Survey Staff, 2014). Ambos horizontes son muy comunes en grupos y subgrupos de Inceptisols y Andisols

Una mención especial merece el epipedón hístico, el cual ocurre en las llanuras aluviales del valle glacial dominado por pastizal montano, donde se está acumulando materia orgánica proveniente principalmente de raíces de pastos, vegetación herbácea y vegetación acuática estacional, debido a las condiciones de hidromorfismo fuerte y cryogénesis (Figura 22). La paludización se refiere a la acumulación profunda (> 40 cm) de materia orgánica (materiales hísticos) en áreas pantanosas. Es el proceso más importante dentro de los Histosols, pero los suelos que contienen materiales histológicos se encuentran en Gelisols e Inceptisols (Bockheim y Gennadiyev, 2000). Este proceso ha sido ampliamente reportado en la zona boreal de América del Norte, el norte de Europa (especialmente Finlandia y Suecia), Canadá y Rusia, en otros lugares se produce solo localmente, en los paisajes donde el drenaje es muy deficiente o en entornos alpinos donde las temperaturas frías retrasan la descomposición de la materia orgánica (Buol *et al.*, 2011). Estas últimas características se pueden encontrar en el pastizal montano, específicamente en los valles glaciares del Iztaccíhuatl, sin embargo, hasta ahora el proceso no ha sido reportado.

La mayoría de los suelos presentan, dentro del horizonte superficial, una estructura migajosa combinada con granular fuertemente desarrollada como resultado de la alta actividad biológica (Six *et al.*, 2004) y tiende a cambiar a subangular (laminar si se presentan sedimentos) con la profundidad. En los suelos agrícolas el horizonte superficial presenta agregados subangulares moderadamente desarrollados a partir del material parental (la capa superior se perdió por erosión). En todos los casos, el suelo superficial es friable en húmedo y cambia a firme con la profundidad;

cuando se seca la consistencia pasa de blando a ligeramente duro y aumenta la hidrofobicidad. Los suelos van de ligeramente pedregosos (1 a 5 %) a muy pedregosos (20 a 95 %) en el fondo del valle, lo cual origina la presencia de discontinuidades litológicas en la mayoría de los perfiles.

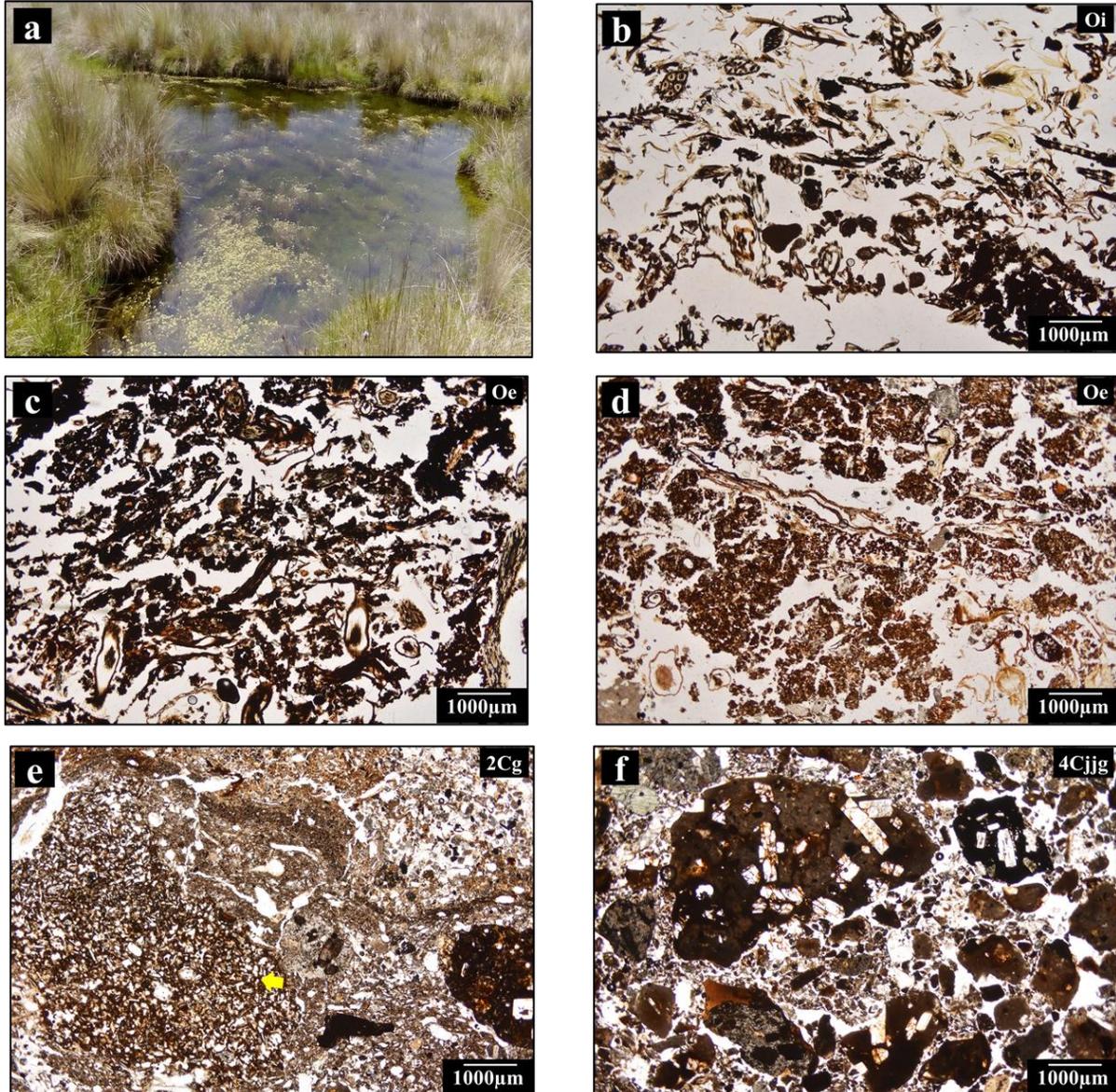


Figura 22: Características del suelo en el valle glaciar. a) los periodos de inundación en esta zona permiten el desarrollo de vegetación acuática; b) tejidos vegetales bien conservados; c) horizonte Oe donde los materiales orgánicos y aun se reconocen algunas estructuras vegetales; d) formación de agregados granulares y migajosos en el horizonte orgánico; e) acumulación de materia orgánica que impregna la matriz conformada por cenizas volcánicas y pomez; f) numerosos fragmentos de roca combinados con material fino.

En conclusión, se encontró una amplia variación en los factores y procesos formadores del suelo a lo largo del gradiente altitudinal de la montaña y el gradiente lateral de los sistemas ribereños. Sin embargo, el relieve es el factor principal de formación en los suelos de la cuenca de Alcalican,

pues se relaciona con los fenómenos tectónicos que dieron origen al complejo volcánico y posteriormente con los procesos geomorfológicos que contribuyeron a la formación de los valles de la cuenca. Además, en esta cuenca, controla la humedad y los flujos superficiales (en las zonas bajas se almacena mayor cantidad de agua que en zonas de alta pendiente), determina el drenaje interno y por tanto los procesos de oxidación y reducción, y regula las condiciones microclimáticas (que varían de acuerdo con la posición: ladera, piedemontes y valles). Estos resultados coinciden con lo reportado por otros autores (Buffington y Montgomery, 2013; Zinck *et al.*, 2016; Egli y Poulenard, 2017) que han determinado la importancia del relieve en la distribución de las propiedades edáficas y la formación del suelo en diferentes sistemas montañosos.

Miehlich (1991), reportó que el clima es uno de los factores más importantes en la génesis de los suelos volcánicos del Iztaccíhuatl pues determina la tasa de descomposición del material parental e influye en la distribución de la vegetación y la actividad biológica a largo del gradiente altitudinal (Sánchez y López, 2003). Por otra parte, el material parental de los suelos, sobre el que actúan el resto de los factores formadores, repercute principalmente en propiedades edáficas como la textura, el color y la fertilidad del suelo (Buol *et al.*, 2011). La vegetación y los organismos del suelo participan en la adición de materiales orgánicos, la descomposición de estos y la formación de agregados de origen biológico (granulares y migajosos). Finalmente, al tratarse de suelos formados a partir de materiales volcánicos jóvenes (Arana *et al.*, 2010), el tiempo no es un factor de gran importancia en esta zona. Los eventos volcánicos consecutivos han producido varias secuencias de paleosuelos (sepultados por diferentes materiales asociados con la actividad eruptiva) que representan cortos periodos de estabilidad (para la formación de suelos) interrumpidos por la actividad volcánica (Solleiro *et al.*, 2015).

6.4. Carbono orgánico del suelo

6.4.1. Reservas de carbono en suelos ribereños y tierras altas adyacentes

En el Cuadro 8 se presentan los valores medios de carbono orgánico del suelo (COS) y las propiedades edáficas necesarias para calcular la densidad de carbono orgánico por área (DCOS). La densidad aparente de los suelos es predominantemente superior a 1 g cm^{-3} , aunque algunos horizontes superficiales de los pastizales y el bosque de oyamel pueden ser menores a la unidad. Las profundidades de los perfiles oscilaron entre 30 y 100 cm (Figura 22) con horizontes que tuvieron diferentes proporciones de fragmentos gruesos ($> 2.00 \text{ mm}$) que variaron entre 0.82 y 95 %.

Cuadro 9: Contenidos de carbono orgánico en suelos ribereños y tierras altas adyacentes por tipo de vegetación y uso de suelo.

Posición	Pendiente %	Horizonte	Profundidad (cm)	Da (g cm^{-3})	Piedras (1-frag)	COS (g kg^{-1})	DCOS (kg m^{-2})
Pastizal montano (4,000 msnm)							
Ladera media (LMPM)	26	Ajj	16	1.04	0.89	54.60	8.09
		AB	15	1.06	0.90	40.95	5.87
		Bw	10	1.06	0.92	58.50	5.71
		2BC	9	1.07	0.72	45.24	3.14
Abanico aluvial (AAPM)	3	Oe	19	0.78	0.99	214.50	31.23
		2Cg	7	1.18	0.95	4.68	0.37
		3Bgb	15	1.34	0.95	79.95	15.25
		4Cg	22	1.39	0.84	52.26	13.40
		4Cjgg	20.5	1.30	0.88	16.38	3.84
		5Cjgg	16.5	1.33	0.98	22.62	4.83
Ribera (RPM)	6	A	10.5	0.96	0.88	95.55	8.41
		AB	11.5	1.03	0.86	37.05	3.76
		Bg	13	1.03	0.84	25.35	2.85
		Cg	10	1.04	0.79	18.72	1.54
		2Cg	25	1.20	0.90	31.78	8.57
Bosque de oyamel (3,000 msnm)							
Ladera media (LMBO)	15	A1	17	0.96	0.90	128.70	18.83
		A2	17	1.14	0.91	89.70	15.72
		Bw	18	1.21	0.85	31.20	5.76
		C	19	1.21	0.82	13.26	2.50
		2C	29	1.16	0.79	8.97	2.38

		A1	18	1.07	0.88	146.25	24.60
		2C	19	-	-	-	-
Pie de ladera (PBO)	5	3Bw	14	1.24	0.91	40.95	6.42
		3C1	28	1.30	0.89	20.67	6.66
		3C2	21	1.18	0.82	19.89	4.05
		A1	17.5	1.36	0.91	68.25	14.72
Ribera (RBO)	7	C	12	1.24	0.80	13.26	1.57
Zona agrícola (2,500 msnm)							
		AP	16	1.29	0.86	21.06	3.77
Ladera alta (LAZA)	3	Bw	21	1.23	0.82	10.92	2.32
		C1	30	1.50	0.77	8.58	2.97
		C2	33	1.34	0.80	3.68	1.30
		A1	30	1.45	0.90	24.62	9.67
Ladera media (LMZA)	27	Bw	16	1.17	0.93	6.24	1.09
		BC	27	1.15	0.87	8.58	2.32
		C	27	1.04	0.77	12.48	2.70
		A1	24	1.46	0.57	68.64	13.57
		2C	11	1.38	0.78	8.58	1.02
Ribera (RZA)	2	3Bwb	14.5	2.25	0.74	35.10	8.51
		4C	20.5	1.18	0.77	11.69	2.19
		5Cg	30	1.21	0.79	5.78	1.65

En los sistemas ribereños estudiados la concentración COS varió de 11.31 a 57.07 g kg⁻¹ con una media de 39.98 g kg⁻¹ en todo el espesor del perfil. El análisis de varianza mostró que el tipo de vegetación, así como la posición dentro de la catena afectan de manera significativa ($P < 0.05$) las reservas de carbono orgánico por unidad de área (DCOS) en los suelos ribereños y las tierras altas adyacentes (Figura 23). A menudo, la cantidad COS refleja la capacidad de los ecosistemas para secuestrar carbono (Lal, 2004; Smith *et al.*, 2008).

Dentro del pastizal montano, la mayor DCOS se encontró en AAPM (68.91 kg m⁻²) y las más bajas (22.80 kg m⁻²) en el sitio más alejado de la corriente (LMPM); aunque no se encontraron diferencias significativas entre esta posición y RPM, esto debido a la pedregosidad y escaso desarrollo del suelo adyacente a la corriente. Estos datos se ajustan bien a los valores reportados a nivel internacional (11.5 a 71.6 kg C m⁻²) en pastizales de alta montaña (denominados alpinos por las características de la vegetación y la altitud) asociados (de mayor a menor prevalencia) con

Inceptisols, Entisols, Spodosols, Gelisols, Histosols, Alfisols, Mollisols y Andisols (Bockheim y Munroe, 2014). Norton *et al.* (2011), reportaron un promedio de 15.6 kg C m⁻² en praderas ribereñas de alta montaña.

A nivel nacional, los estudios en estos ecosistemas muestran un promedio de 34.67 ± 8.36 g C kg⁻¹ (± SD) (Rojas *et al.*, 2017), lo que significa que los pastizales en el área de influencia ribereña contienen 35 % más COS que otros pastizales de alta montaña. Cruz *et al.* (2019) reportan un promedio de 7.44 kg C m⁻² (en los primeros 20 cm de suelo) en pastizales ribereños bajo condiciones similares, lo que concuerda con los valores obtenidos en algunos horizontes superficiales; sin embargo, este dato se ve ampliamente superado por las reservas de COS en el abanico aluvial (31.23 kg m⁻²).

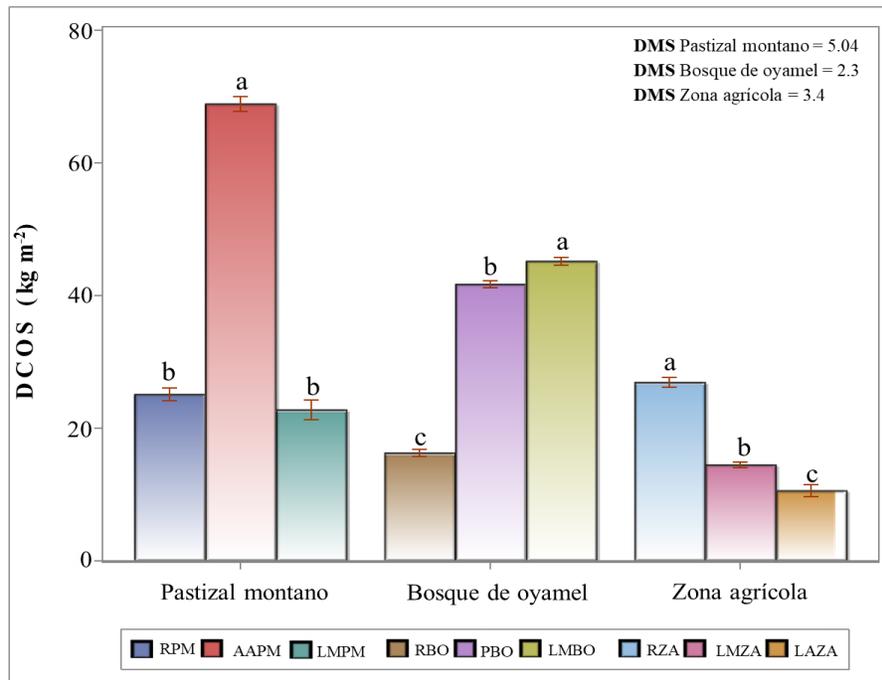


Figura 23: Medias de la densidad de carbono orgánico en el perfil por tipo de vegetación y posición en la ladera. Las barras de error representan el error estándar la media y las letras sobre las barras indican diferencias significativas según la prueba de Tukey ($P < 0.05$) en las posiciones dentro de cada tipo vegetación y uso de suelo.

En cuanto a las reservas de COS en el bosque de oyamel, los valores más altos ocurrieron en LMB (45.2 kg m⁻²), y valores más bajos se presentaron en el suelo ribereño (16.3 kg m⁻²). Los suelos analizados almacenaron en promedio 37 % más carbono de acuerdo con el rango (7.4 a 21.6 kg C m⁻²) reportado por diversos autores para este tipo de ecosistemas (Acosta *et al.*, 2009; Cruz y Etchevers, 2011; Gamboa y Galicia, 2012; Vela *et al.*, 2012; Pérez *et al.*, 2013; Bolaños *et al.*, 2017; Rojas *et al.*, 2017), esto podría indicar que el efecto de humedad ribereño se concentra en

las partes más protegidas en estos valles confinados. Además, se encontró que los suelos analizados almacenan hasta 55 % más carbono en el horizonte superficial que otros suelos ribereños bajo condiciones similares (8.6 kg m^{-2}) dentro del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl y su área de influencia (Cruz *et al.*, 2019)

En la zona agrícola, la existencia más alta de COS (26.93 kg m^{-2}) se encontró en los suelos ribereños dentro de la franja de vegetación conservada y los más bajos contenidos ocurrieron en los suelos agrícolas (10.61 kg m^{-2}), lo que sugiere una reducción de hasta 60 %, debido a la eliminación de la cubierta vegetal, que combinado con la precipitación han contribuido a la pérdida de COS por erosión. Yang *et al.* (2018) indican que el cambio de uso de suelo es una de las principales causas de emisión de CO_2 a la atmósfera; además señalan que el cambio de uso, así como el cambio en la cobertura vegetal impulsan fuertes variaciones en los contenidos de COS.

A nivel global se estima que la conversión del bosque primario en tierras de cultivo reduce el COS hasta en 25 %; mientras que la degradación de los bosques (bosques primarios a bosques secundarios) puede provocar la pérdida de hasta 9 % del carbono en el suelo (Don *et al.*, 2011). En el caso de esta investigación, las reservas de carbono de las franjas ribereñas de las zonas agrícolas son parecidas a (e incluso más altas) que las de zonas conservadas. Los valores de C en los suelos de uso agrícola se ajustan bien a la media reportada a nivel nacional (25.3 ± 58.3) para estos suelos (Rojas *et al.*, 2017), pero es menor al almacén reportado para otras riberas con uso agrícola (5.0 kg m^{-2}) (Cruz *et al.*, 2019) en el área de estudio.

De acuerdo con la FAO (2017), el mayor porcentaje de COS ocurre en los primeros 30 cm del suelo, como consecuencia de la actividad biológica. Los resultados obtenidos en este estudio mostraron que los suelos ribereños o los más cercanos al canal contienen más COS (g kg^{-1}), en el horizonte superficial, que las tierras altas adyacentes (Figura 24) a pesar de los diferentes materiales que les dieron origen.

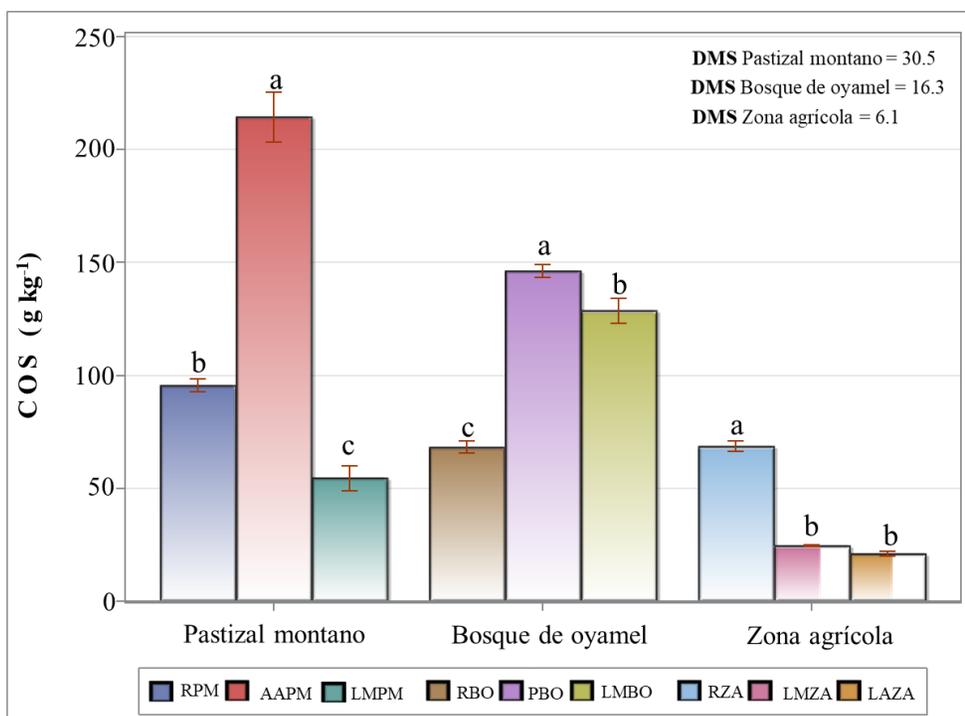


Figura 24: Contenido de carbono orgánico en el horizonte superficial (20 cm) de suelos ribereños y tierras altas adyacentes bajo diferentes tipos de vegetación. Las barras de error representan el error estándar la media y las letras sobre las barras indican diferencias significativas según la prueba de Tukey ($P < 0.05$).

Los altos contenidos de COS encontrados en los suelos ribereños pueden atribuirse a los altos contenidos de humedad que prevalecen en estas zonas, pues favorecen el crecimiento, la densidad y diversidad de la vegetación que se traduce en altos aportes de materia orgánica autóctona (Batjes, 1996; Zehetner *et al.*, 2009; Cierjacks *et al.*, 2010; Ricker *et al.*, 2013; Figueiredo *et al.*, 2016). Sutfin y Wohl (2017) indican que las condiciones saturadas y temperaturas frías, típicas de ambientes de montaña, probablemente limite la descomposición y el metabolismo microbiano del CO. Esta relación fue más evidente a través de la correlación encontrada entre el COS y el contenido de humedad residual (Figura 25).

Por otra parte, se encontró una relación positiva entre el COS y el porcentaje de arcillas (Figura 25), por la alta afinidad del CO con los materiales más finos del suelo o los sedimentos del río (Cabezas y Comín, 2010). Los suelos de textura más gruesa suelen contener menos CO (Hoffmann *et al.*, 2009, Sutfin *et al.*, 2016; Qin *et al.*, 2017), pues el carbono orgánico autóctono y transportado por las corrientes tiene menos superficies minerales en las que puede adsorberse (Lewis *et al.*, 2003; Wohl *et al.*, 2012). En este caso la relación negativa encontrada entre el COS y el porcentaje de arena respalda estas observaciones (Figura 25). Este último puede ser el caso de los suelos

ribereños bajo bosque de oyamel, que tuvieron el mayor contenido de arena y los menores contenidos de COS en comparación con los suelos adyacentes

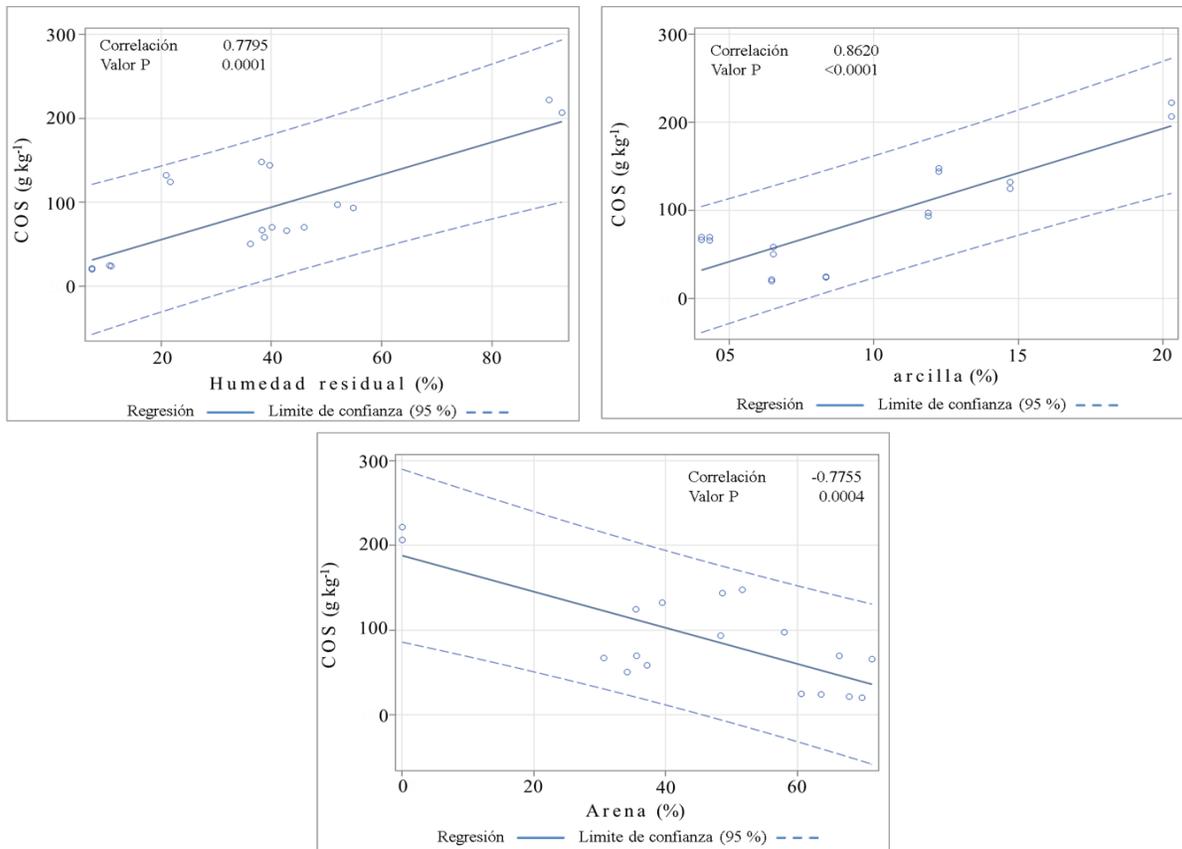


Figura 25: Correlación entre el contenido de materia orgánica y algunas propiedades del suelo

6.4.2. Distribución vertical de la DCOS

Si bien la mayoría de los esfuerzos para evaluar el COS se concentran en el horizonte superficial del suelo (20-30 cm) (FAO, 2017), investigaciones recientes destacan la importancia de su cuantificación a mayores profundidades, principalmente en suelos aluviales donde la disminución exponencial del COS con la profundidad (típica de la mayoría de los suelos) raramente se cumple (D'Elia *et al.*, 2017). En este trabajo se observó una gran variabilidad en la distribución vertical del COS dependiendo del tipo de vegetación y de la posición del perfil en la catena, pero en la mayoría de los perfiles la mayor reserva ocurrió en los horizontes A (Figura 26) dentro de los primeros 20 cm.

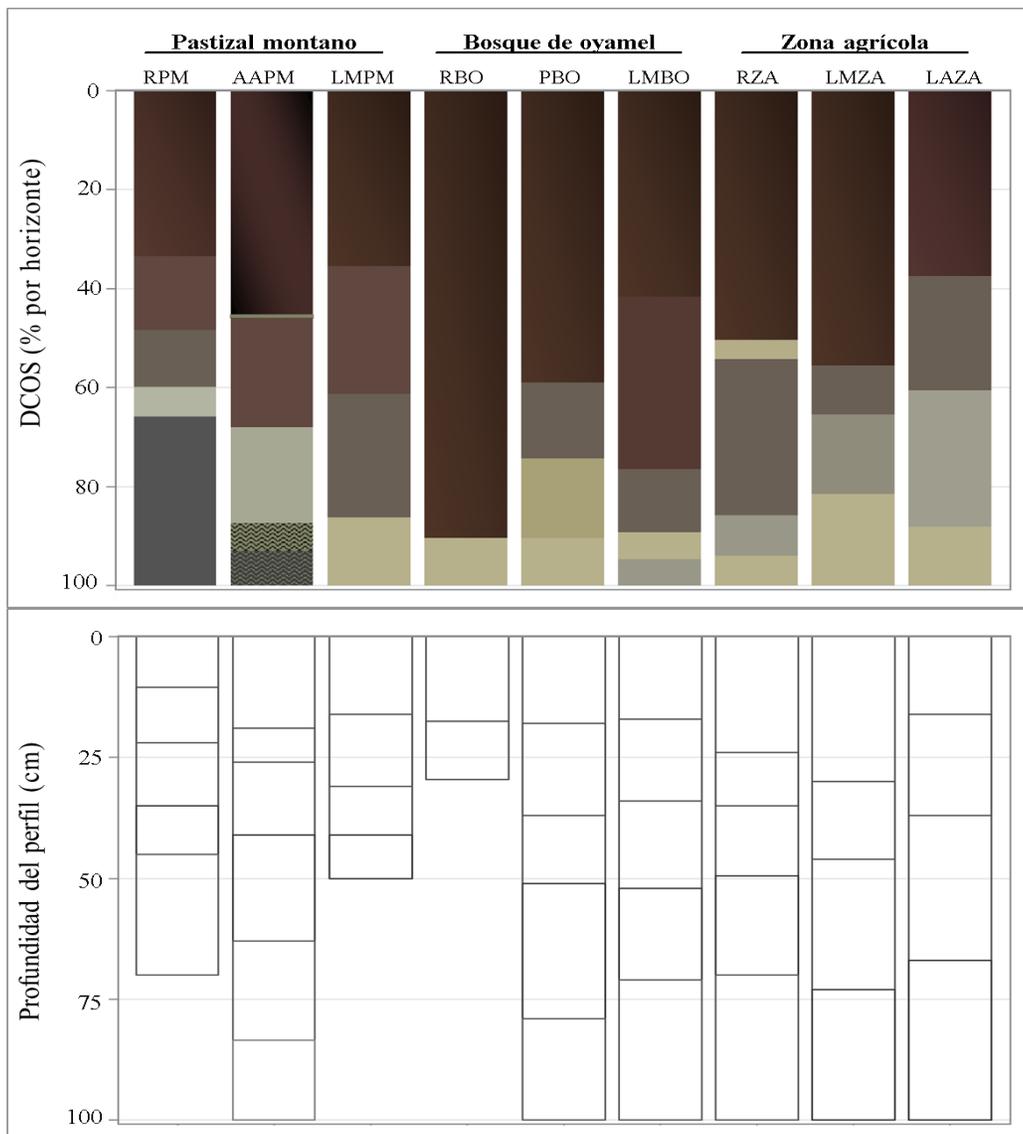


Figura 26: Profundidad del perfil y porcentaje de carbono orgánico del suelo por horizonte, tipo de vegetación y posición en el paisaje.

Si se considera el COS total almacenado en el perfil, en el pastizal montano el horizonte superficial almacena 35 % del COS total y el resto de los horizontes subsuperficiales (AB y Bw) contienen entre 24 y 25 % del COS. Algunos estudios estiman que los primeros 20 cm de suelo acumulan entre 20 y 50 % del COS total (Wang *et al.*, 2004); aunque también se han reportado mayores concentraciones de C por debajo de los 50 cm (y hasta 2 m). Esta acumulación se atribuye a la alta producción de biomasa subterránea y raíces profundas características de los pastizales que aportan grandes cantidades de MO al suelo (Ostrowska *et al.*, 2010; McGranahan *et al.*, 2014).

En el bosque de oyamel se almacena entre 40 y 60 % del COS total en los horizontes superficiales y este disminuye rápidamente hasta 20 y 6 % en los horizontes subsuperficiales. Diversos estudios han encontrado que en los ecosistemas forestales aproximadamente el 50 % del C se encuentra en los primeros 20 y 40 cm del suelo (Jobbágy y Jackson, 2000 John *et al.*, 2005; Post y Kwon, 2000). Frouz *et al.* (2013) señalan que este comportamiento se debe a la acumulación de hojarasca en la superficie de los suelos, que sumado a la descomposición lenta de la materia orgánica (por las bajas temperaturas en estos ecosistemas), permite la acumulación gradual de CO en los horizontes minerales superficiales.

En la zona agrícola, los suelos cultivados almacenan el 36 % del COS total en el horizonte superficial y entre 20 y 22 % en los horizontes Bw y C. En la parte media de la ladera, la zona de transición entre los suelos ribereños y los de uso agrícola, el horizonte A acumula hasta el 60 % del carbono orgánico y este decrece rápidamente con la profundidad. Numerosas investigaciones se han centrado en cuantificar las existencias de CO en suelos con diferentes usos y manejos con el fin de esclarecer el efecto de diferentes sistemas agrícolas en la dinámica del COS (Bernoux *et al.*, 2006; Fan *et al.*, 2018); sin embargo, existe una gran dificultad para distinguir los efectos del uso del uso del suelo sobre los almacenes de COS ya que se pueden encontrar efectos contradictorios entre suelos con manejos semejantes pero con factores de formación diferentes (Hobley y Wilson, 2016). Es ampliamente aceptado que la conversión a la agricultura afecta directamente los contenidos de COS cerca de la superficie (0-10 cm), debido a la eliminación de la vegetación, la reducción de la biomasa de raíces y hojarasca y el incremento de la erosión del suelo (Gebhart *et al.*, 1994; Eaton *et al.*, 2007), que concuerda con los resultados obtenidos en esta investigación. Aunque teóricamente los cambios en el uso de suelos implican un cambio de vegetación, y esta se relaciona estrechamente con la distribución vertical del COS (Jobbágy y

Jackson, 2000) no se ha demostrado claramente el efecto del uso del suelo y los diferentes sistemas agrícolas en el COS subsuperficial (Hobley y Wilson, 2016).

En las riberas, las reservas de COS suelen ser muy variables, especialmente en el subsuelo, donde las existencias y formas del CO tienen una amplia distribución espacial (Blazejewski *et al.*, 2009). Con respecto a esto, algunas investigaciones realizadas en suelos ribereños han encontrado numerosos horizontes enterrados y capas ricas en CO a diferentes profundidades, incluso mayores a un metro (Grossman *et al.*, 1998). En esta investigación los resultados mostraron que la mayor acumulación de COS en los suelos ribereños ocurrió en el horizonte superficial (54.88 ± 22.87 5); lo cual indica que la incorporación de la materia orgánica producida *in situ* es el proceso más importante de enriquecimiento de C, dinámica que ha sido observada en otros sistemas ribereños conservados (Cabezas y Comín, 2010).

Por otra parte, los horizontes enterrados constituyen almacenes importantes de COS donde se acumula en promedio 20.0 ± 8.37 %, mientras que las diferentes secuencias de sedimentos encontradas concentraron el 10.04 ± 9.53 % de todo el perfil. Esto contrasta con algunos datos publicados para otros suelos ribereños, donde más de 50 % del total del COS se almacena por debajo de 30 cm (Ricker *et al.*, 2013) e incluso se encuentran horizontes enterrados ricos en C por debajo de 1.5 m (Grossman *et al.*, 1998). Algunos autores indican que en esos horizontes pueden presentarse diferentes formas de carbono como raíces y materiales orgánicos, además de suelos enterrados (Gurwick *et al.*, 2008; Blazejewski *et al.*, 2009). Sin embargo, la mayoría de estos estudios se han realizado en cuencas agrícolas con suelos aluviales profundos, donde las entradas de CO por sedimentación pueden ser más importantes (Jobbágy y Jackson, 2000; Ricker *et al.*, 2012) en comparación con las riberas de alta montaña.

En general, los horizontes enterrados, los sedimentos y otros materiales orgánicos contribuyen de manera importante a los capitales de carbono en los suelos ribereños, pues el entierro de estos materiales cerca de la capa freática reduce la mineralización del CO (Ponnamperuma, 1972), lo que contribuye al almacenamiento del carbono a largo plazo. Cabe señalar que las reservas de COS cuantificadas en este estudio representan la fracción de tierra fina (< 2 mm de diámetro) y, por lo tanto, se puede subestimar la capacidad de almacenamiento de COS porque los materiales orgánicos gruesos encontrados (> 2 mm) a lo largo de los perfiles de suelos ribereños pueden constituir una parte importante de carbono en estos paisajes. Además, si en los suelos analizados

se hubieran determinado las reservas de COS solo en la capa superficial, como lo reportan la mayoría de los estudios, se habría subestimado su contenido en los sistemas ribereños conservados, y sólo se habría tenido una aproximación cercana al total en las zonas agrícolas, donde el horizonte A se ha perdido por la erosión.

6.4.3. Suelos ribereños de montaña como almacenes de carbono

Los resultados presentados aquí indican que los suelos ribereños de montaña tienen la capacidad de almacenar más carbono que las tierras altas adyacentes, lo cual confirma la hipótesis planteada. Se encontró que la alta productividad primaria; así como las condiciones de hidromorfismo pueden ser los principales impulsores de la acumulación de COS en estas zonas, y la sedimentación y el entierro de materiales orgánicos no son tan importantes como en las riberas de cuencas bajas. Las comparaciones realizadas con otros estudios (en suelos ribereños y no ribereños) indica que las llanuras aluviales en los arroyos del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl pueden servir como importantes sumideros de carbono, lo que concuerda con los resultados encontrados para otras riberas de alta montaña (Hoffmann *et al.*, 2009; Sutfin y Wohl, 2017). Si a esto se añade que las corrientes de cabecera representan el mayor porcentaje de los ríos a nivel mundial, las pequeñas llanuras de inundación de las corrientes de montaña podían ser un componente significativo del almacenamiento de CO terrestre a lo largo de las redes fluviales que ha sido poco contabilizado en los presupuestos regionales. No obstante, el deterioro de estos ecosistemas, debido a diversas actividades humanas y al cambio climático ha generado una disminución de la calidad y el suministro de agua, la reducción de la retención de N, la pérdida de hábitat y otros servicios del ecosistema (Elmore y Kauffman 1994).

Las alteraciones en estos ecosistemas, influyen en la dinámica del carbono en las llanuras aluviales y podrían convertirlos en una fuente de gases de efecto invernadero (Sutfin *et al.*, 2016). De tal manera que el estudio, la preservación y restauración de los ecosistemas ribereños podría ser un área de oportunidad para un mayor conocimiento del COS en estos ecosistemas, y de contribuir, por ejemplo, al Plan Estatal de Acción Ante el Cambio Climático. Para maximizar la acumulación de carbono en las llanuras de inundación y cumplir con otros objetivos de restauración, como el mantenimiento de la heterogeneidad del paisaje, así mismo, la mejora de la calidad del agua se requiere, al menos, del establecimiento de anchos mínimos de protección (entre 15 y 50 m), que se pueden modificar de acuerdo con la textura del suelo, la pendiente, el tipo de vegetación etc.

(Shearer y Xiang, 2007; Valera *et al.*, 2019). Pero esto significaría la conversión de campos agrícolas en hábitats naturales, cuestión que ha sido muy poco discutida y aplicada en México, aun cuando su implementación podría acarrear grandes beneficios ecológicos y sociales.

6.5. Estabilidad de agregados en húmedo

El análisis de varianza mostró que los diferentes tipos de vegetación y la posición de las muestras dentro del paisaje afectaron de manera significativa la distribución del tamaño de los agregados en suelos ribereños.

Cuadro 10: Análisis de varianza de la estabilidad de agregados en húmedo de los diferentes sitios de estudio.

Factores	Pr > F					
	Microagregados	Mesoagregados	Mcroagregados	DMP	DMG	IE
US	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001
Posición	0.0006	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001	<.0001

6.5.1. Efecto del tipo de vegetación y uso de suelo en la estabilidad de agregados

Cuantificar el porcentaje de agregados estables en agua es una de las técnicas más extendidas para evaluar la estructura del suelo (Bartlová *et al.*, 2015). Esta es una propiedad importante ya que está fuertemente relacionada con los servicios ecosistémicos del suelo entre los que se destacan el almacenamiento de carbono, la capacidad de retención de humedad y la resistencia a la erosión (Six *et al.* 2002). En esta investigación, de acuerdo con el tipo de vegetación, el índice de estabilidad de agregados óptimos (AEA) o índice estructural del suelo fue mayor (78 %) bajo el pastizal montano y menor (47 %) en la zona agrícola (Figura 27).

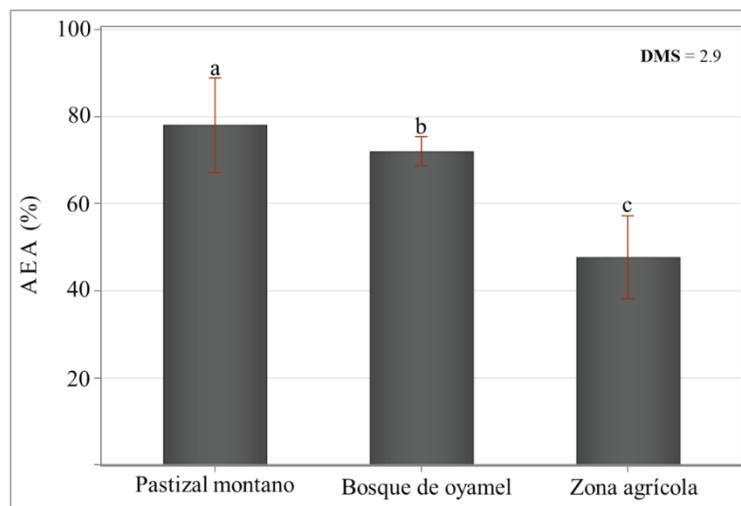


Figura 27: Medias de la estabilidad de agregados en agua en suelo superficial bajo diferentes tipos de vegetación. Las barras de error representan el error estándar de la media y las letras sobre las barras indican diferencias significativas según la prueba de Tukey ($P < 0.05$).

Las proporciones más altas de macroagregados grandes (> 2.00 mm) ocurrieron bajo el pastizal montano y el bosque de oyamel (Figura 28), lo cual indica que los suelos están mejor estructurados que aquellos bajo cultivo (Jastrow *et al.*, 1998; Six *et al.*, 2004). Otros estudios (Jastrow *et al.*, 1996) también han encontrado grandes proporciones de macroagregados grandes y alta estabilidad estructural en suelos bajo vegetación conservada debido a que la tierra permanece intacta durante largos periodos de tiempo lo que tiende a aumentar la MOS, la actividad de las lombrices y la cantidad de hifas fúngicas. Además, los pastizales y los bosques desarrollan extensos sistemas de raíces a lo largo del tiempo que mantienen unidos a los agregados del suelo y por lo tanto promueven la formación de macroagregados con mayor estabilidad (Tisdall y Oades, 1982; Oades y Waters, 1991).

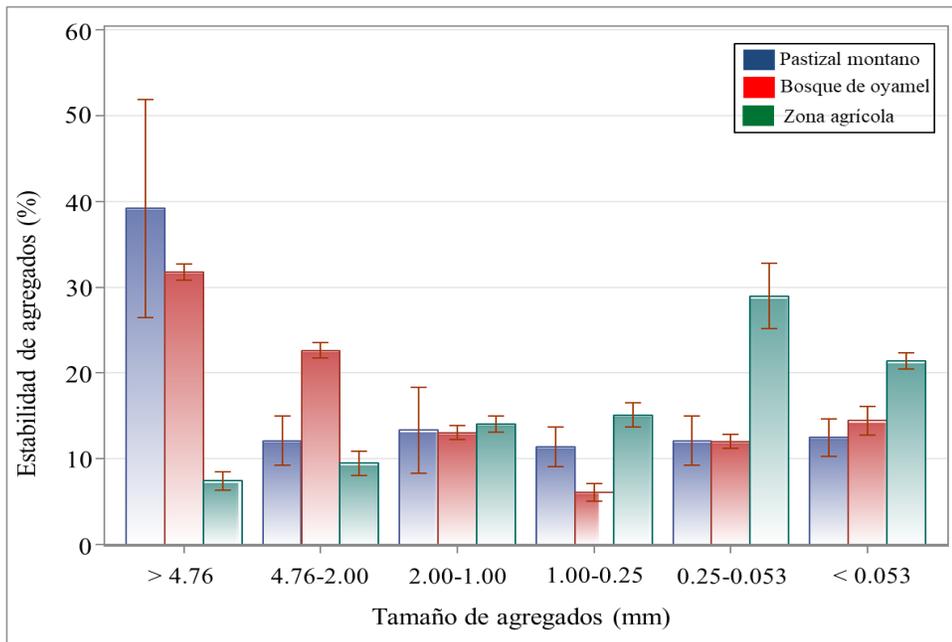


Figura 28: Distribución de agregados estables en agua bajo diferentes tipos de vegetación y usos de suelo. Las barras de error representan el error estándar de la media.

Por otra parte, es bien sabido que la agregación del suelo, en particular lo macroagregación, puede verse afectada por la pérdida de vegetación, el cultivo a largo plazo y los diferentes sistemas de manejo del suelo (Tivet *et al.*, 2013; Gupta y Germida, 2015). Los resultados hallados parecen apoyar estas afirmaciones, pues en la zona agrícola se encontró la menor proporción de macroagregados estables en agua y las mayores proporciones de microagregados (0.25-0.053 mm) y las fracciones de limo+arcilla (< 0.053 mm) (Figura 28). Esto se debe a la perturbación y los efectos disruptivos de las prácticas de cultivo que promueven la destrucción de los macroagregados

y aumenta la proporción de microagregados. Además, la pérdida de la MOS causada por las malas prácticas de manejo y la erosión acentúan este fenómeno al reducirse la cohesión entre las partículas del suelo (Tisdall y Oades, 1982; Six *et al.*, 2000). Bartlová *et al.* (2015), mencionan que la calidad estructural de los suelos bajo cultivo puede considerarse moderada; sin embargo, la alta proporción de microagregados (no ocluidos en macroagregados) encontrada en la zona agrícola indica que estos suelos son susceptibles a la erosión hídrica, pues esta fracción se elimina fácilmente durante la erosión (Adesodun *et al.*, 2005).

6.5.2. Efecto del relieve y tipo de vegetación en la estabilidad de agregados

De acuerdo con la jerarquía de agregados propuesta por Tisdall y Oades (1982), los macroagregados se forman a través de la cohesión de los microagregados por diversos agentes orgánicos e inorgánicos. Cuando se separan en las diferentes clases, las proporciones de agregados difieren de manera significativa ($p < 0.05$) de acuerdo con el tipo de vegetación-uso de suelo y con su posición en el paisaje. En el Cuadro 11 se presentan los valores medios de las proporciones relativas de la estabilidad de agregados en húmedo correspondientes a los diferentes tipos de vegetación y uso de suelo, así como las distintas posiciones dentro del paisaje.

La distribución por tamaño de agregados se comportó de manera irregular entre las diferentes posiciones de los sistemas conservados. Estos datos no apoyan la hipótesis planteada al no encontrarse una menor estabilidad de agregados en los suelos ribereños en comparación con los suelos más alejados del canal. Por ejemplo, en el pastizal montano el suelo orgánico (AAPM) difirió significativamente de las otras dos posiciones, ocurriendo en esta zona la mayor proporción de macroagregados y la mayor proporción de agregados estables en agua (AEA). En esta zona también se presentó el DMP, DMG más altos sin que variaran de manera significativa entre las otras dos posiciones. Pero en el suelo adyacente al río (RPM) se presentó la mayor proporción de mesoagregados y la estabilidad mediada a partir de AEA varió de manera significativa en las tres posiciones, ocurriendo el valor más bajo en la parte alta de la ladera (LMPM). Por otro lado, dentro del bosque de oyamel, la fracción de macroagregados fue más alta en los suelos ribereños (RBO) y disminuyó en las zonas altas, mientras que el porcentaje de AEA tuvo un comportamiento inverso, aunque no se encontraron diferencias significativas entre las distintas posiciones para estas variables.

Cuadro 11: Distribución de agregados estables de acuerdo al tipo de vegetación y su posición en el paisaje.

Posición	Microagregados	Mesoagregados	Macroagregados	DMP	DMG	AEA
	(<0.025 mm)	(0.25-1 mm)	(1-4.75 mm)			
	%			mm	mm	%
Pastizal						
LMPM	19.74 ^a	21.89 ^b	43.41 ^b	2.41 ^b	0.76 ^b	65.30 ^c
AAPM	4.32 ^b	8.39 ^c	81.19 ^a	4.86 ^a	3.08 ^a	89.58 ^a
RPM	12.30 ^a	43.83 ^a	29.23 ^c	2.28 ^b	1.10 ^b	79.26 ^b
Bosque de oyamel						
LMBO	13.82 ^a	23.25 ^a	52.11 ^{Ns}	2.71 ^{Ns}	1.15 ^{Ns}	71.38 ^{Ns}
PBO	9.63 ^b	21.09 ^a	54.26 ^{Ns}	2.91 ^{Ns}	1.14 ^{Ns}	75.36 ^{Ns}
RBO	12.60 ^b	14.24 ^b	55.03 ^{Ns}	2.80 ^{Ns}	0.96 ^{Ns}	69.27 ^{Ns}
Zona agrícola						
LAZA	39.06 ^a	25.83 ^a	11.47 ^a	0.88 ^a	0.25 ^a	38.20 ^a
LMZA	29.39 ^b	26.47 ^a	16.01 ^a	1.08 ^{ab}	0.30 ^a	45.83 ^b
RZA	18.43 ^c	35.19 ^b	23.29 ^b	1.40 ^b	0.42 ^b	58.96 ^c

LMPM: ladera media pastizal montano. **AAPM:** abanico aluvial pastizal montano. **RPM:** Ribera pastizal montano. **LMBO:** ladera media bosque de oyamel. **PBO:** pie de ladera bosque de oyamel. **RBO:** Ribera bosque de oyamel. **LAZA:** ladera alta zona agrícola. **LMZA:** ladera media zona agrícola. **RZA:** ribera zona agrícola.

DMP =Diámetro Medio Ponderado; **DMg** =Diámetro Medio Geométrico; **AEA** = **Agregados Estables en Agua**.

Letras diferentes en sentido vertical muestran diferencias significativas según la prueba de Tukey ($p < 0.05$).

Ns = No significativo.

La alta estabilidad de agregados en los suelos ribereños de alta montaña se podría deber a que en comparación con las zonas más bajas no están sometidos a un gran estrés hidrológico causado por inundaciones frecuentes y ciclos rápidos de humectación-secado (Ran *et al.*, 2019). Tampoco reciben grandes cargas de sedimentos que interrumpen la formación del suelo. Por otro lado, la falta de perturbación en estos ecosistemas favorece la formación y estabilización de macroagregados (Ritchie y McCarty, 2003; Blazejewski *et al.*, 2009; Ricker *et al.*, 2012). En las riberas la alta densidad de raíces (Anexo) provenientes de plantas herbáceas y pastos podría relacionarse con la estabilidad de macroagregados y DMP más grandes (Long, 2015; Márquez *et al.*, 2017), pues las redes de raíces finas e hifas de hongos se enredan con los microagregados para formar macroagregados, que luego son estabilizados por polisacáridos extracelulares (Chenu, 1993).

Las microfotografías de secciones delgadas (Figura 29) proporcionan evidencias de la cantidad y distribución de raíces y la relación espacial con los agregados del suelo. Además, otros estudios realizados en suelos aluviales han encontrado que la actividad de la fauna del suelo, principalmente

lombrices, es uno de los principales factores que interviene en el desarrollo y estabilidad de la estructura en los suelos ribereños (principalmente en los mesoagregados) (Guenat *et al.*, 1999; Bullinger-Weber *et al.*, 2007). En este estudio se encontró una alta actividad de lombrices, principalmente en los suelos bajo bosque de oyamel (Figura 29).

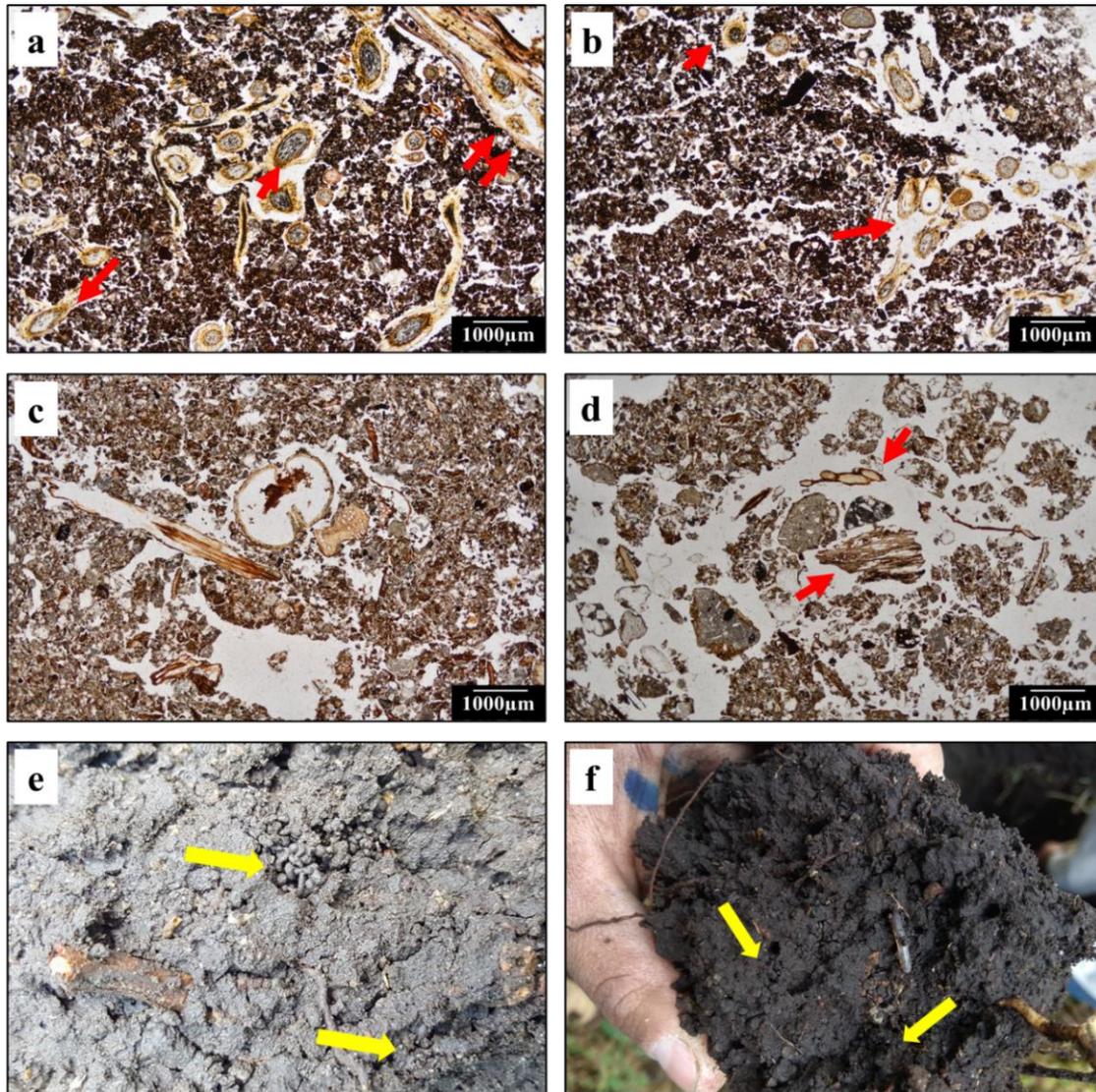


Figura 29: Microfotografías: a) distribución de raíces (flechas rojas) en un andosol bajo pastizal montano; b) distribución de raíces (flechas rojas) en suelo ribereño bajo pastizal montano; c) distribución de residuos vegetales en suelo ribereño de la zona agrícola; d) residuos vegetales en suelos cultivados. Fotografías de agregados bajo bosque de oyamel: e) poros cámara con excretas de lombriz en suelos ribereños; f) excretas y actividad de lombrices en un andosol.

En la zona agrícola hay un patrón claro en la distribución de las diferentes facciones de agregados. Las franjas conservadas tienen los mayores porcentajes de macroagregados y AEA; además, los valores de DMP y DMG indican que en esta zona dominan agregados más grandes. Todas estas

variables disminuyen significativamente al alejarse del río y entrar en las zonas de cultivo donde se encontraron las proporciones más altas de microagregados y el menor porcentaje de AEA. De acuerdo con Márquez *et al.* (2017), el cultivo continuo altera la rotación de macroagregados como resultado de una marcada reducción en la entrada de materiales orgánicos (Figura 29), ya sea en forma de raíces vivas o de residuos vegetales. Kimura y Scotti (2016), Kimura *et al.* (2017) y Santos y Scotti (2018) encontraron una fuerte relación entre la degradación de la estructura del suelo y la reducción de los contenidos de COS en riberas perturbadas por diferentes actividades antrópicas, y son por tanto signos de bancos, taludes y canales desestabilizados propensos a la erosión.

La formación y estabilización de agregados es un proceso dinámico y complejo en el que interactúan diversos agentes, entre los que se encuentran las propiedades físicas y químicas del suelo, el tipo de vegetación e incluso el uso del suelo (Kay, 1998; Baldock y Skjemstad, 2000; Six *et al.*, 2004). En el caso de esta investigación, el análisis de correlación (Anexo) mostró que la estabilidad de los macroagregados está relacionada de manera positiva con el tipo de vegetación y uso de suelo, el porcentaje de humedad, el COS y el contenido de arcilla. La estabilidad del suelo medida a partir del DMP, DMG, y el índice estructural (AEA) también tuvieron una alta correlación con estas variables. Diversos estudios han enfatizado la importancia de la arcilla como uno de los factores más importantes en la formación y estabilización de la estructura (Oades, 1984; Six *et al.*, 2002). Sin embargo, los contenidos de COS dan las correlaciones más altas con los distintos índices de estabilidad (Figura 30). Esto concuerda con lo reportado por Guenat *et al.* (1999) quienes encontraron que en los suelos ribereños donde los contenidos de arcilla son bajos, la formación y estabilización de la estructura del suelo depende completamente de factores bióticos (principalmente por las diversas formas de COS y la fauna del suelo).

Los resultados hallados apoyan la hipótesis que establece que la materia orgánica del suelo es uno de los principales impulsores de la sostenibilidad de los ecosistemas (Lal, 2005). En este caso las altas correlaciones encontradas entre este elemento y otras propiedades como el nitrógeno, CIC, bases intercambiables y el fósforo (Anexo) evidencia que se relaciona con la fertilidad de los suelos ribereños. Además, su relación con la estabilidad de macroagregados y otros indicadores de la estabilidad estructural del suelo indican que en las riberas conservadas los aportes continuos de materia orgánica controlan la tasa de rotación de macroagregados y con ello la susceptibilidad a la erosión de estos suelos (Márquez *et al.*, 2005; 2017). La conversión de las franjas ribereñas a zonas

de cultivo altera los macroagregados y promueve la pérdida del COS, probablemente la materia orgánica que antes estaba físicamente protegida está más expuesta a los microorganismos del suelo y se pierde por la oxidación (Cambardella y Elliott, 1992). Paustian *et al.* (1997) encontraron que la mayor parte de los residuos orgánicos en diferentes etapas de descomposición se pierden como resultado de la erosión y el efecto de dilución de la mezcla con el subsuelo después del cultivo.

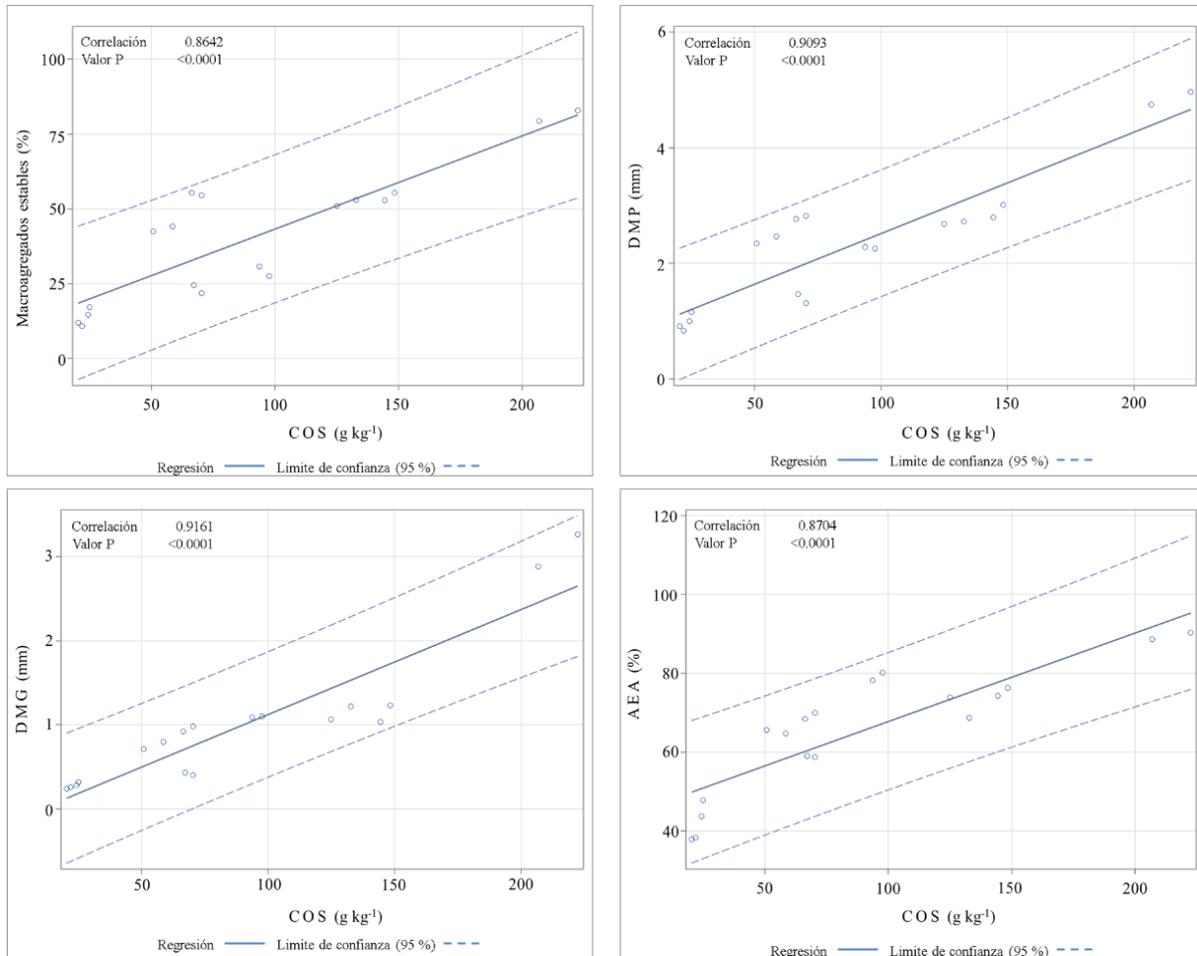


Figura 30: Correlación entre los índices de estabilidad y el contenido de carbono orgánico del suelo.

VII. CONCLUSIONES

Los suelos ribereños y las tierras altas adyacentes en las regiones montañosas del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl se clasificaron dentro de tres órdenes: Andisols, Inceptisols y Entisols. Los factores de formación de los suelos están principalmente relacionados con el relieve (valle de origen glacial, fluvial erosivo y acumulativo) seguido del material parental (cenizas volcánicas, depósitos glaciales, sedimentos fluviales), el clima (microclimas) y la vegetación (pastizal, bosque de oyamel y cultivos). La andosolitización, melanización y paludización son los procesos de formación que ocurren en las catenas horizontales y verticales estudiadas.

Los diferentes tipos de vegetación, uso de suelo y la posición en el paisaje acumulan diferentes contenidos de COS a lo largo de la cuenca de Alcalican. La mayor acumulación de COS ocurre en pastizales y en los abanicos fluviales de alta montaña, asociados con relieves glaciales.

La mayor proporción de COS se almacenó en los horizontes superficiales por la alta productividad primaria (autóctona) y las condiciones de hidromorfismo principalmente de los abanicos fluviales. Sin embargo, se recomienda evaluar la distribución del carbono a lo largo del perfil para no subestimar los almacenes de carbono y considerar otras formas como materiales orgánicos gruesos (> 2 mm) y la densidad y biomasa de raíces, ya que pueden constituir una parte importante de carbono en estos paisajes.

La estabilidad y distribución de los diferentes tamaños de agregados están relacionados con el tipo de vegetación y el uso de suelo, encontrándose el mayor porcentaje de macroagregados estables bajo pastizal y el menor en suelos agrícolas.

Las riberas de alta montaña no están sometidas a un fuerte estrés hidrológico causado por inundaciones frecuentes y ciclos rápidos de humectación-secado y tampoco reciben grandes cargas de sedimentos que interrumpan la formación del suelo por lo que se rechaza la hipótesis planteada.

La relación positiva entre el COS y los diferentes indicadores de agregación (macroagregados, DMP, DMG, AEA) podría indicar que en la zona de estudio la tasa de rotación de macroagregados y con ello la susceptibilidad a la erosión de estos suelos está influenciado principalmente por el contenido de este elemento.

El análisis del COS y la estabilidad de agregados realizados en diferentes condiciones a lo largo de la cuenca de Alcalica indican que los suelos degradados almacenan 60 % menos carbono y son

más susceptibles a la erosión hídrica que las franjas ribereñas conservadas. Por lo tanto, la preservación de los ecosistemas ribereños bajo vegetación natural y bosques maduros, así como la restauración y delimitación de franjas de amortiguamiento en las zonas agrícolas y urbanas debería convertirse en una prioridad, pues tiene el potencial de mejorar los servicios del ecosistema, como la calidad del agua, la calidad del hábitat, la conectividad entre diferentes paisajes (corredores biológicos) y otros beneficios menos valorados como la preservación de la belleza natural del paisaje y las funciones recreativas. Al mismo tiempo que se favorece su capacidad para actuar como sumideros de carbono atmosférico.

VIII. REFERENCIAS

- Acosta, M., Carrillo, F., y Díaz, M. 2009. Determinación del carbono total en bosques mixtos de *Pinus patula* Schl. et Cham. *Terra Latinoamericana*, 27, 105–114.
- Adesodun, J.K., Mbagwu, J.S.C. y Oti, M. 2005. Distribution of carbon, nitrogen and phosphorus in water-stable aggregates of an organic waste amended ultisol in southern Nigeria. *Bioresource Technology*, 96:509- 516.
- Afany, M.R., y Pulungan, N.A. 2018. The impact of horticulture farming practices in Andisols forest on organic-P content, Tawangmangu, Central Java. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* 215. doi :10.1088/1755-1315/215/1/012007
- Aguilar I, A., y Pérez E, R. 2008. La contaminación agrícola del agua en México: retos y perspectivas. *Problemas del desarrollo*, 39 (153).
- Allan, J. 2004. Landscapes and Riverscapes: The influence of Land use on Stream Ecosystems. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics* 35:257-284.
- Andrade H. J., Segura-Madrigal M. A., y Rojas-Patiño A. S. 2016. Carbono orgánico del suelo en bosques riparios, arrozales y pasturas en Piedras, Tolima, Colombia. *Agronomía Mesoamericana* 27(2):233-241.
- Aufdenkampe A. K., Mayorga E., Raymond P. A., Melack J.M., Doney S.C., Alin S.R., Aalto R.E., y Yoo K. 2011. Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans, and atmosphere. *Frontiers in Ecology and the Environment* 9: 53–60.
- Baldock J. A., y Skjemstad J.O. 2000. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. *Organic Geochemistry* 31:697-710.
- Banwart S., Black H., Cai Z., Gicheru P., Joosten H., Victoria R. 2014. Benefits of soil carbon: report on the outcomes of an international scientific committee on problems of the environment rapid assessment workshop. *Carbon Management* 5 (2): 185-192.
- Bartlová, J., Badalíková, B., Pospíšilová, L., Pokorný, E., y Šarapatka B. 2015. Water stability of soil aggregates in different systems of tillage. *Soil and Water Research*, 10: 147–154.
- Batjes N. 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science* 47: 151–163.
- Beniston M. 2005. The risks associated with climatic change in mountain regions. In: Huber U., Bugmann H. and Reasoner M. (eds) *Global change and mountain regions: an overview of current knowledge*. Springer, Dordrecht, pp 511-520.
- Bentrup G. 1998. The Practical Streambank Bioengineering Guide. USDA. Natural Resources Conservation Service. Disponible en: http://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_PLANTMATERIALS/publications/idpmcpu116.pdf

- Bernal B., y Mitsch W.J. 2008. A comparison of soil carbon pools and profiles in wetlands in Costa Rica and Ohio. *Ecological Engineering* 34: 311-323
- Bernal S., Lupon A., Catalán N., Castelar S., y Martí E. 2018. Decoupling of dissolved organic matter patterns between stream and riparian groundwater in a headwater forested catchment. *Hidrology and Earth System Sciences* 22: 1897-1910.
- Bernoux M., Feller C., Cerri C.C., Eschenbrenner V., y Cerri E.P. 2006. Soil carbon sequestration. E. Roose (Ed.), *Soil Erosion and Carbon Dynamics*, Taylor and Francis Group, Boca Raton, USA (2006), pp:13-22
- Birkeland P.W., Shroba R.R., Burns S.F., Price A.B., y Tonkin P.J. 2003. Integrating soils and geomorphology in mountains—an example from the Front Range of Colorado. *Geomorphology* 55: 329-344.
- Blanco-Canqui H., y Lal R. 2004. Mechanisms of Carbon Sequestration in Soil Aggregates, *Critical Reviews. Plant Sciences*, 23 (6): 481-504.
- Blank R.R., Svejcar T., y Riegel G. 2006. Soil attributes in a Sierra Nevada riparian meadow as influenced by grazing. *Rangeland Ecology and Management* 59(3):321–330
- Blazejewski GA, Stolt MH, Gold AJ, Groffman PM. 2005. Macro-and Micromorphology of Subsurface Carbon in Riparian Zone Soils. *Soil Science Society of America* 69(4): 1320-1329.
- Blazejewski GA, Stolt MH, Gold AJ, Gurwick N, Groffman PM. 2009. Spatial distribution of carbon in the subsurface of riparian zones. *Soil Science Society of America Journal* 73(5): 1733-1740
- Bockheim, J., y Gennadiyev, A.N. 2000. The role of soil-forming processes in the definition of taxa in Soil Taxonomy and the World Soil Reference Base. *Geoderma*, 95(1-2): 53-72.
- Bockheim, J.G., y Munroe, J.S. 2014. Organic Carbon Pools and Genesis of Alpine Soils with Permafrost: A Review. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 46 (4): 987-1006.
- Bockheim, J.G., y Munroe, J.S. 2014. Organic carbon pools and genesis of alpine soils with permafrost: a review. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 46(4): 987–1006.
- Bolaños-González, Y., M. A. Bolaños González, F. Paz Pellat y J. I. Ponce Pulido. 2017. Estimación de carbono almacenado en bosques de oyamel y ciprés en Texcoco, Estado de México. *Terra Latinoamericana* 35: 73-86.
- Brady M.V., Hedlund K., Cong R.G., Hemerik L., Hotes S., y Machado S. 2015. Valuing supporting soil ecosystem services in agriculture: a natural capital approach. *Agronomy. Journal*. 107 (5): 1809-1821.
- Brierley, G.J., Fryirs, K.A., 2005. *Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework*. Blackwell, Oxford, UK, 398 pp.
- Brinson M.M., Swift B.L., Plantico R.C., y Barclay J.S. 1981. *Riparian ecosystems: Their ecology and status*. FWS/OBS-81/17. U.S. Fish and Wildlife Service. Kearneysville, W.V. 154 pp.

- Bronick C.J., y Lal R. 2004. Soil structure and management: a review. *Geoderma* 124: 3–22
- Buffington, J.M., y Montgomery, D.R. 2013. Geomorphic Classification of Rivers. *Treatise on Geomorphology* 9, 2013, Pages 730-767.
- Bullinger-Weber, G., Le Bayon, R.C., Guenat, C., Gobat, J.M. 2007. Influence of some physicochemical and biological parameters on soil structure formation in alluvial soils. *European Journal of Soil Biology*, 43(1): 57-70.
- Bullock P., Federoff N., Jongerius A., Stoops G., y Tursina T. 1985. Handbook for soil thin section description. England. Wayne Research Publications.
- Cabezas A., y Comín F.A. 2010. Carbon and nitrogen accretion in the topsoil of the Middle Ebro River Floodplains (NE Spain): Implications for their ecological restoration. *Ecological Engineering* 36: 640-652.
- Chenu C., Bissonnais L., y Arrouays D. 2000. Organic matter influence on clay wettability and soil aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal* 64:1479-1486.
- Cierjacks A., Kleinschmitt B., Babinsky M., Kleinschroth F., Markert A., Menzel M., Ziechmann U., Schiller T., Graf M., y Lang F. 2010. Carbon stocks of soil and vegetation on Danubian floodplains. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 173: 644–653.
- Cole, J., Prairie, Y.T., Caraco, N.F., y McDowell, W.H. 2007. Plumbing the Global Carbon Cycle: Integrating Inland Waters into the Terrestrial Carbon Budget. *Ecosystems* 10(1):172-185.
- Collins BD., Montgomery DR., Fetherston KL., y Abbe TB. 2012. The floodplain large-wood cycle hypothesis: a mechanism for the physical and biotic structuring of temperate forested alluvial valleys in the North Pacific coastal ecoregion. *Geomorphology* 139–140: 460–470.
- CONANP. 2015. Plan de Manejo del Parque Nacional Iztaccíhuatl Popocatepetl. Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas, México.
- Cruz F, G., Santiago A, I., Guerra H, E.A., y Valderrábano G, J.M. 2019. Contenidos de carbono orgánico en ecosistemas ribereños de montaña de México. *Revista Latinoamericana el Ambiente y las Ciencias*, 10(24): 70-93.
- Cruz, G., y Etchevers, J. D. 2011. Contenidos de carbono orgánico de suelos someros en pinares y abetales de áreas protegidas de México. *Agrociencia*, 45(8): 849–862.
- D’Elia, A.H., Liles, G.C., Viers, J.H., Smart, D.R. 2017. Deep carbon storage potential of buried floodplain soils. *Scientific Reports* 7(1). DOI:10.1038/s41598-017-06494-4
- Dodds W.K., Gido K., Whiles M.R., Daniels Melinda D., y Grudzinski B.P. 2015. The stream biome gradient concept: factors controlling lotic systems across broad biogeographic scales. *Freshwater Science* 34: 1–19.
- Don, A., Schumacher, J., y Freibauer, A. 2011. Impact of tropical land use change on soil organic carbon stocks – A meta-analysis. *Global Change Biology* 17(4):1658 – 1670.

- Dorigo, W. A., Xaver, A., Verugdenhil, M., Gruber, A., Hegyiová, A., Sanchis-Dufau, A. D., Zamojski, D., Cordes, C., Wagner, W., Y Drusch, M. 2013. Global Automated Quality Control of In Situ Soil Moisture Data from the International Soil Moisture Network. *Vadose Zone Journal* 12, <https://doi.org/10.2136/vzj2012.0097>
- Dosskey M.G., Vidon P., Gurwick N.P., Allan C.J., Duval T.P., Lowrance R. 2010. The role of riparian vegetation in protecting and improving chemical water quality in streams. *Journal of the American Water Resources Association* 46: 261–277
- Dwire K.A., Kauffman JB., Brookshire ENJ., y Baham JE. 2004. Plant biomass and species composition along an environmental gradient in montane riparian meadows. *Oecologia* 139: 309–317.
- Dwire K.A., Mellman-Brown S., y Gurrieri J.T. 2018. Potential effects of climate change on riparian areas, wetlands, and groundwater-dependent ecosystems in the Blue Mountains, Oregon, USA. *Climate Services* 10: 44-52.
- Eaton, J.M., McGoff, N.M., Byrne, K.A., y Leahy, P. 2007. The impact of agricultural land cover change on soil organic carbon stocks in Ireland. *Greenhouse-gas budget of soils under changing climate and land use (BurnOut), COST 639:2006-2010*
- Edwards A.P., y Bremner J.M. 1967. Microaggregates in soils. *European Journal of Soil Science* 18: 64-73.
- Egli M., y Poulénard J. 2017. Soils of mountainous landscapes. *The International Encyclopedia of Geography*. DOI: 10.1002/9781118786352.wbieg0197.
- Eubanks E.E., y Meadows D. 2003. *A Soil Bioengineering Guide for Streambank and Lakeshore Stabilization*. U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Technology and Development Center. U.S.
- Fan H., Zhao W., Daryanto S., Fo B., Wang S., y. Yaping W. 2018. Vertical Distributions of Soil Organic Carbon and its Influencing Factors Under Different Land Use Types in the Desert Riparian Zone of Downstream Heihe River Basin, China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 123 (14): 7741-7753.
- FAO. 2017. *Soil Organic Carbon: the hidden potential*. Food and Agriculture Organization of the United Nations Rome, Italy.
- Fierke MK., y Kauffman JB. 2005. Structural dynamics of riparian forests along a black cottonwood successional gradient. *Forest Ecology and Management* 215: 149–162.
- Figueiredo V., Enrich A., y Rutting T. 2016. Soil organic matter content controls gross nitrogen dynamics and N₂O production in riparian and upland boreal soil. *European Journal of Soil Science* 67(6): 782-791.
- Franco R, O., Vázquez S, L., Stoffel, M., y Villanueva D, J. 2018. Potencial dendrogeomorfológico de coníferas en volcanes del centro de México. *Bosque (Valdivia)*, 39 (2), 191-204.

- Frouz, J., Dvorščík, P., Vindušková, O., y Cienciala, E. 2013. Plant Production, Carbon Accumulation and Soil Chemistry at Post-Mining Sites. In Frouz, J. (Ed), Soil Biota and Ecosystem Development in Post Mining Sites, CRC Press, New York, 316 pp.
- Gageler R., Bonner M., Kirchhof G., Amos M., y Robinson N. 2014. Early Response of Soil Properties and Function to Riparian Rainforest Restoration. PLoS ONE 9(8): e104198.
- Gamboa, A. M., y Galicia, L. 2012. Land-use/cover change effects and carbon controls on volcanic soil profiles in highland temperate forests. Geoderma, 170: 390–402.
- Garrido T., y Mendoza J. 2016. Characterization of Dissolved Organic Matter in River Water by Conventional Methods and Direct Sample Analysis-Time of Flight-Mass Spectrometry. Journal of Chemistry 2016: 1-11.
- Gebhart, DL., Johnson, H.B., Mayeux, H.S., y Polley, H.W. 1994. The CRP increases soil organic carbon. Journal of Soil and Water Conservation 49:488-492.
- Ghermandi A., Vanderberghe V., Bendetti L., Bauwens W. y Vanrolleghem P. A. 2009. Modelbased assessment of shading effect by riparian vegetation on river water quality. Ecological Engineering 35:92-104.
- Gholami V., y Khaleghi M.R. 2013. The impact of vegetation on the bank erosion (Case study: the Haraz river). Soil and Water Research 8 (4):158–164.
- Giese LA., Aust WM., Trettin CC., y Kolka RK. 2000. Spatial and temporal patterns of carbon storage and species richness in three South Carolina coastal plain riparian forests. Ecological Engineering 15(Supplement 1): S157–S170.
- Giese LAB., Aust W.M., Kolka R.K., y Trettin C.C. 2003. Biomass and carbon pools of disturbed riparian forests. Forest Ecology and Management 180: 493–508.
- Giese LAB., Aust WM., Kolka RK., y Trettin CC. 2003. Biomass and carbon pools of disturbed riparian forests. Forest Ecology and Management 180: 493–508.
- Gimenez A, J., Escamilla, M., y Almeida, L. 2009. Datos sobre la vegetación higrófila altimontana del volcán Iztaccíhuatl (Mexico). LAZAROA 30: 1009-118.
- Glazebrook H.S., y Robertson A.I., 1999. The effect of flooding and flood timing on leaf litter breakdown rates and nutrient dynamics in a river red gum (*Eucalyptus camaldulensis*) forest. Australian Journal of Ecology 24: 625–635
- Granados-Sánchez D.; Hernández-García M., y López-Ríos G. 2006. Ecología de las Zonas Ribereñas. Revista Chapingo. Serie Ciencias Forestales y del Ambiente 12(1): 55-69.
- Grossman R.B., Harms D.S., Kuzila M.S., Glaum S.A., Hartung S.L., y Fortner J.R. 1998. Organic carbon in deep alluvium in South east Nebraska and Northeast Kansas. In Soil Processes and the CarbonCycle (Lal R. *et al.*, eds). Advances in Soil Science, CRC Press, Boston, MA, 45-56

- Guerra Hernandez E.A., y Cruz-Flores G. 2017. Uso de suelo y calidad del agua. Caso de estudio: Reserva de la Biosfera Los Volcanes. *Revista Latinoamericana el Ambiente y las Ciencias* (8): 41-67.
- Gupta V.V.S.R., y Germida J.J. Soil aggregation: Influence on microbial biomass and implications for biological processes. *Soil Biology and Biochemistry* 80: A3-A9.
- Gurnell M., Bertoldi W., y Corenblit D. 2012. Changing river channels: The role of hydrological processes, plants and pioneer fluvial landforms in humid temperate, mixed load, gravel bed river. *Earth Science Review* 111 (1-2): 129-141.
- Gurwick, N., Groffman, P.M., Yavitt, J.B., y Gold, A.J. 2008. Microbially Available Carbon in Buried Riparian Soils in a Glaciated Landscape. *Soil Biology and Biochemistry*, 40(1): 85-96.
- Gutiérrez E., Gutiérrez C., Ortiz C., y Gonzales T. 2016. Micromapping of microbial hotspots and biofilms from different crops using image mosaic of soil thin sections. *Geoderma* 279:11-21.
- Gutiérrez. M., y Ortiz C., (trad.). 1999. Manual para la descripción micromorfológica de suelos. Colegio de Postgraduados, Campus Montecillos, México.
- Hazelton, P., y Murphy, B. 2016. Interpreting soil test results: What do all the numbers mean. CSIRO publishing.
- Hernández M. A.; Granados D. 2006. El Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl-Zoquiapan y el impacto ecológico-social de su deterioro. *Revista Chapingo. Serie Ciencias Forestales y del Ambiente*, julio-diciembre: 101-109
- Hobley, E.U., Y Wilson, B. 2016. The depth distribution of organic carbon in the soils of eastern Australia. *Ecosphere*, 7(1). DOI: <https://doi.org/10.1002/ecs2.1214>
- Hobley, E.U., y Wilson, B. 2016. The depth distribution of organic carbon in the soils of eastern Australia. *ECOSPHERE*, 7(1). DOI: <https://doi.org/10.1002/ecs2.1214>
- Hoffmann T, Erkens G, Cohen KM, Houben P, Seidel J, Dikau R. 2007. Holocene floodplain sediment storage and hillslope erosion within the Rhine catchment. *The Holocene* 17: 105–118.
- Hoffmann T, Glatzel S, Dikau R. 2009. A carbon storage perspective on alluvial sediment storage in the Rhine catchment. *Geomorphology* 108: 127–137.
- Hoffmann, CC., Kjaergaard, C., Uusi-Kämpä, J., Hansen, HC., y Kronvang, B. 2009. Phosphorus retention in riparian buffers: review of their efficiency. *Journal of Environmental Quality Abstract - Special Submissions*, 38:1942–1955.
- Iowa Department of Natural Resources (IDNR). 2006. How control streambank erosion. Natural Resources Conservation Service, U.S. Department of Agriculture. En: http://www.ctre.iastate.edu/erosion/manuals/streambank_erosion.pdf
- Jaramillo VJ., Kauffman JB., Rentería-Rodríguez L., Cummings DL., y Ellingson LJ. 2003. Biomass, carbon, and nitrogen pools in Mexican tropical dry forest landscapes. *Ecosystems* 6: 609–629.

- Jastrow J.D., Miller R.M., y Lussenhop J. 1998. Contributions of interacting biological mechanisms to soil aggregate stabilization in restored prairie. *Soil Biology and Biochemistry* 30: 905 – 916.
- Jastrow, J.D. 1987. Changes in soil aggregation associated with tallgrass prairie restoration. *American Journal of Botany* 74(11): 1656-1664.
- Jastrow, J.D. 1996. Soil aggregate formation and the accrual of particulate and mineral associated organic matter. *Soil Biology and Biochemistry* 28: 656-676.
- Jobbágy, E., y Jackson, R.B. 2000. The Vertical Distribution of Soil Organic Carbon and Its Relation to Climate and Vegetation. *Ecological Applications*, 10(2):423-436.
- John, B., Yamashita, T., Ludwig, B., y Flessa, H. 2005. Storage of organic carbon in aggregate and density fractions of silky soils under different types of land use. *Geoderma*, 128: 63– 79.
- Jones K.B., Slonecker E.T., Nash M.S., Neale A.C., Wade T.G., y Hamann S. 2010. Riparian habitat changes across the continental United States (1972–2003) and potential implications for sustaining ecosystem services. *Landscape Ecology* 25: 1261-1275
- Karlstrom, E. 2000. Use of Soils to Identify Glacial Deposits of Various Ages East of Glacier National Park, Montana, U.S.A. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 32(2), 179-188.
- Kay, B.D. 1998. Soil structure and organic carbon: a review. In: *Soil Processes and the Carbon Cycle* (Lal, R. *et al.*, eds.), CRC Press, Boca Raton, FL, pp. 169 – 197.
- Kayranli B, Scholz M, Mustafa A, Hedmark A. 2010. Carbon storage and fluxes within freshwater wetlands: a critical review. *Wetlands* 30:111-124.
- Keiluweit M., Bougoure J. J., Nico P. S., Pett-Ridge J., Weber P. K., y Kleber M. 2015. Mineral protection of soil carbon counteracted by root exudates. *Nature Climate Change* 5: 588–595.
- Kemper, W.D. and Rosenau. 1986. Aggregate stability and size distribution. In: C.A. Black (ed.). *Methods of soil analysis*. American Society of Agronomy, Number 9 in the series Agronomy. Madison, Wisconsin
- Kimura A., Baptista M.B., y Scotti M.R. 2017. Soil humic acid and aggregation as restoration indicators of a seasonally flooded riparian forest under buffer zone system. *Ecological Engineering* 98: 146–156.
- Kimura, A.C., y Scotti, M.R. 2016. Soil aggregation and arbuscular mycorrhizal fungi as indicators of slope rehabilitation in the São Francisco River basin (Brazil). *Soil & Water Res.*, 11: 114–123.
- Kingsford, R. T. 2000. Ecological impacts of dams, water diversions and river management on floodplain wetlands in Australia, *Austral Ecology* 25: 109–127.
- Kirchner J.W., Micheli L., y Farrington J.D. 1998. Effects of Herbaceous Riparian Vegetation on Streambank Stability. Technical Completion Report, Project Number W-872. University of California Water Resources Center. 48 pp.

- Kondolf, G.M., Smeltzer, M., y Railsback, S.F. 2001. Design and performance of a channel reconstruction project in a coastal California gravel-bed stream. *Environmental Management* 28, 761–776.
- Kovda I.V., Morgun E.G., Lebedeva M.P., Oleinik S.A., Shishkov V.A. 2016. Identification of carbonate pedofeatures of different ages in modern chernozems. *Eurasian Soil Science* 49(7): 807-823.
- Lal R., Kimble M., Follet F., y Stewart A. 1998. Pedospheric processes and the carbón cycle. In: *Soil processes and the carbón cycle*. (Lal, R., *et al.*, (eds), Chapter 1. CRC. Boca Raton, Florida, USA, pp: 1-7.
- Lal R., Negassa W., y Lorenz K. 2015. Carbon sequestration in soil. *Current Opinion in Environmental Sustainability* 15: 79-86.
- Lal, R. 1991. Tillage and agricultural sustainability. *Soil and Tillage Research*. 20: 133–146.
- Lal, R. 2004. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science* 304 (5677), 1623-1627.
- Lal, R. 2014. Societal value of soil carbón. *Journal of Soil and Water Conservation* 69(6): 186-192.
- Lal, R., 2007. Soil science and the carbon civilization. *Soil Science Society of America Journal* 71 (5), 1425-1437.
- Latterell JJ, Scott Bechtold J, O’keefe TC, Van Pelt R, Naiman RJ. 2006. Dynamic patch mosaics and channel movement in an unconfined river valley of the Olympic Mountains. *Freshwater Biology* 51: 523–544.
- Ledesma J.L.J., Kothawala D.N., Bastvinke P., Maehder S., Grabs T., y Futter M.N. 2018. Stream dissolved organic matter composition reflects the riparian zone, not upslope soils in boreal forest headwaters. *Water Resources Research* 54: 3896–3912.
- Lehmann J., y Kleber M. 2015. The contentious nature of soil organic matter. *Nature* 528 (7580): 60-68.
- Lenox M.S., Lewis D.J., Jackson R.D., Harper J., Larson S., y Tate K.W. 2009. Development of Vegetation and Aquatic Habitat in Restored Riparian Sites of California’s North Coast Rangelands. *Restoration Ecology* 19(2): 225-233.
- Leopold L.B., Wolman M.G., y Miller J.P. 1964. *Fluvial processes in geomorphology*. W.H. Freeman, San Francisco, Cal.
- Lewis L., Clark L., Krapf R., Manning M, Staats J., Subirge T., Townsend L., y Ypsilantis B. 2003. Riparian area management: Riparian wetland soils. *Technical Reference* 1737-19. Bureau of Land Management, Denver, CO.
- Lowrance R., Dabney S., y Schultz R. 2002. Improving water and soil quality with conservation buffers. *Journal of Soil and Water Conservation* 57(2):36A-43A.
- Ma, Z., Wood C., y Bransby D. 2000. Soil management impacts on soil carbon sequestration by switchgrass. *Biomass and Bioenergy* 18: 469-77.

- Malanson, G.P. 1993. Riparian landscapes. New York: Cambridge Univ. Press. 296 pp.
- Manci, K.M. 1989. Riparian ecosystem creation and restoration: a literatura summary. U.S. Fish and Wildlife Service Biological Report 89(20): 59 p.
- Márquez C.O., García V.J., Schultz R.C., y Isemhart T.M. 2017a. Assessment of Soil Aggradation through Soil Aggregation and Particulate Organic Matter by Riparian Switchgrass Buffers. *Agronomy* 7(4), 76.
- Marquez C.O., García VJ., Schults R.C., Isenhart y T.M. 2017b. Assessment of soil degradation through soil aggregation and particulate organic matter following conversion of riparian buffer to continuous cultivation. *European Journal of Soil Science* 68(3): 295-304
- Márquez C.O.; Cambardella C. A.; Isenhart T. M.; y Schultz R. C. 1998. Assessing soil quality in a riparian buffer by testing organic matter fractions in central Iowa, USA. *Forestry Publications* 4. En: http://lib.dr.iastate.edu/for_pubs/4
- McCarty G., Pachepsky Y., y Ritchie J. 2009. Impact of sedimentation on wetland carbon sequestration in an agricultural watershed. *Journal of Environment Quality* 38: 804. DOI: 10.2134/jeq2008.0012
- McGranahan, D.A., Daigh, A.L., Veenstra, J.J., Engle, D.M., Miller, J.R., y Debinski, D.M. 2014. Connecting Soil Organic Carbon and Root Biomass with Land-Use and Vegetation in Temperate Grassland. *The Scientific World Journal*. DOI: <http://dx.doi.org/10.1155/2014/487563>
- Miehlich, G. 1991. Chronosequences of volcanic ash soils. *Hamburger Bodenkundliche Arbeiten*. Germany, pp12-27.
- Mikkelsen K., y Vesho I. 2000. Riparian soil: A literatura review. Center for streamside studies, Washington University. En: <https://digital.lib.washington.edu/researchworks/bitstream/handle/1773/17038/Riparian%20Soils%20Literature%20Review.pdf?sequence=1>
- Miller R., y Jastrow J. 1990. Hierarchy of Root and Mycorrhizal Fungal Interactions with Soil Aggregation. *Soil Biology and Biochemistry* 22: 579-584.
- Mitra S., Wassmann R., y Vlek P.L. 2005. An appraisal of global wetland area and its organic carbon stock. *Current Science* 88: 25.
- Möller, P. 2011. Las franjas de vegetación ribereña y su función de amortiguamiento, una consideración importante para la conservación de humedales. *Gestión Ambiental* 21: 96-106.
- Montgomery, D.R., 1999. Process domains and the river continuum. *Journal of the American Water Resources Association* 35, 397–410
- Mukhlis., Nasution, Z., Mulyanto, B. 2014. Effects of Land Use on the Physico-Chemical Properties of Andisols in Mt. Sinabung, North Sumatera, Indonesia. *Malaysian Journal of Soil Science* 18: 51-60.

- Murphy, C. P. 1985. Thin section preparations for soil and sediments. Great Britain. AB Academic publishers.
- Murphy, C.P., 1986: Thin section preparation of soils and sediments. A.B. Academic Publishers, Berkshamsted, England, 149 p.
- Naiman R., Décamps H., y Pollock M. 1993. The role of riparian corridors in maintaining regional biodiversity. *Ecological Applications* 3(2): 209-212
- Naiman R., y Décamps H. 1997. The ecology of interfaces: Riparian zones. *Annual Review of Ecology and Systematics* 28(1): 621-658.
- Naiman R.J., Decamps H., McClain M.E., y Likens GE. 2005. *Riparia: Ecology, Conservation and Management of Streamside Communities*. Elsevier Academic Press, Londres. 448 pp.
- Noe GB., y Hupp C.R. 2005. Carbon, nitrogen, and phosphorus accumulation in floodplains of Atlantic Coastal Plain rivers, USA. *Ecological Applications* 15: 1178–1190.
- Norton J. B., Jungst L. J., Norton U., Olsen H. R., Tate K. W., y Horwath W. R. 2011. Soil Carbon and Nitrogen Storage in Upper Montane Riparian Meadows. *Ecosystems* 14(8): 1217–1231.
- Oades, J. M. 1988. The retention of organic matter in soils. *Biogeochemistry* 5:35-70
- Oades, J.M. 1984. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. *Plant and Soil* 76: 319-337.
- Oades, J.M., y Waters, A.G. 1991. Aggregate hierarchy in soils. *Aust. J. Soil Res.* 29:815–828.
- Osborne, L y Kovacic D.A. 1993. Riparian vegetated buffer strips in water-quality restoration and stream management. *Freshwater Biology* 29: 243-258.
- Ostrowska, A., Porębska, G., y Kanafa, M. 2010. Carbon Accumulation and Distribution in Profiles of Forest Soils. *Polish J. of Environ. Stud*, 19 (6): 1307-1315.
- Pellet, C., y Hauck, C. 2017. Monitoring soil moisture from middle to high elevation in Switzerland: set-up and first results from the SOMOMOUNT network. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*21: 3199-3220.
- Pennock, D.J., Corre, M.D. 2001. Development and application of landform segmentation procedures. *Soil and Tillage Research* 58:151–162.
- Pérez-Ramírez, S., Ramírez, M.I., Jaramillo, P.F., Bautista, F. 2013. Contenido de carbono orgánico en el suelo bajo diferentes condiciones forestales: reserva de la biosfera mariposa monarca, México. *Revista Chapingo. Serie Ciencias Forestales y del Ambiente*, 19 (1): 157-173.
- Perfect E., Kay B.D., van Loon W.P.P., Sheard R.W. y Pojasok T. 1990. Rates of change in structural stability under forages and corn. *Soil Science Society of America Journal* 54:179-186.
- Ping, C.L., Shoji, S., Ito, T., Takahashi, T. y Moore, J.P. 1989. Characteristics and classification of volcanic-ash-derived soils in Alaska. *Soil Sci.* 148: 8-28.

- Plante A.F. y McGill W.B. 2002. Soil Aggregate Dynamics and the Retention of Organic Matter in Laboratory-Incubated Soil with Differing Simulated Tillage Frequencies. *Soil and Tillage Research*: 66: 79-92
- Plante A.F., Fernandez J.M., Haddix M.L., Steinweg J.M., y Conant R.T. 2011. Biological, chemical and thermal indices of soil organic matter stability in four grassland soils. *Soil Biology and Biochemistry* 43(5):1051–1058
- Porta J., Lopez-Acevedo R. M., y Roquero L.C. 1999. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundi Presensa. Madrid, España. 880 pp.
- Post, W. M., y Kwon, K. C. 2000. Soil carbon sequestration and land use-change: Processes and potential. *Global Change Biology*, 6: 317–327.
- Potter DA. 2005. Riparian plant community classification: West slope Central and Southern Sierra Nevada, California, general technical report. USDA Forest Service, Pacific Southwest Research Station. Albany (CA): USDA Forest Service, Pacific Southwest Research Station
- Poulenard, J., Podwojewski, P., Janeau, J.L., y Collinet, J. 2001. Runoff and soil erosion under rainfall simulation of Andisols from the Ecuadorian Párvizo: effect of tillage and burning. *Catena*, 45: 187-207.
- Prado B., Duwig C., Hidalgo C., Gómez D., Yee H., Prat C., Esteves M., Etchevers J.D. 2007. Characterization, functioning and classification of two volcanic soil profiles under different land uses in Central Mexico. *Geoderma* 139: 300 – 313.
- Pribyl, D.W. 2010. A critical review of the conventional SOC to SOM conversion factor. *Geoderma* 156 (3): 7583.
- Price P, S., y Lovett J. 2004. Managing riparian widths, Fact Sheet 13, Land & Water Australia, Canberra. En: <http://lwa.gov.au/files/products/river-landscapes/pf040748/pf040748.pdf>
- Qian J., Liu J., Wang P., Wang C., Hu J., Li K., Lu B., Tian X., y Guan W. 2018. Effects of riparian land use changes on soil aggregates and organic carbón. *Ecological Engineering* 112: 82-88.
- Qin Y., Zhonhbao X., Wang D., Xiao Y. 2017. Soil organic carbon storage and its influencing factors in the riparian woodlands of a Chinese karst área. *Catena* 153:21-29
- Rahayu, A., Utami, S.R., y Prijimo, S. 2015. The changes of soil physical and chemical properties of Andisols as affected by drying and rewetting processes. *Journal of Degraded and Mining Lands Management*, 3(1): 439-446.
- Rahman, M., Okubo, A., Sugiyama, S., y Mayland, H.F. 2008. Physical, chemical and microbiological properties of an Andisol as related to land use and tillage practic. *Soil and Tillage Research* 101, (1–2): 10-19.
- Ricker M.C., Stolt M.H., Donohue S.W., Blazejewski G.A., y Zavade M.S. 2013. Soil organic carbon pools in riparian landscapes of southern new England. *Soil Science Society of America Journal* 77: 1070–1079.

- Ricker MC, Donohue SW, Stolt MH, Zavada MS. 2012. Development and application of multi-proxy indices of land use change for riparian soils in southern New England, USA. *Ecological Applications* 22: 487–501
- Rieger I., Lang F., Kleinschmit B., Kowarik I., y Cierjacks A. 2013. Fine root and aboveground carbon stocks in riparian forests: the roles of diking and environmental gradients. *Plant Soil* 370: 497–509
- Rieger I., Lang F., Kowarik I., Cierjacks A. 2014. The interplay of sedimentation and carbon accretion in riparian forests. *Geomorphology* 214: 157-167.
- Ritchie J.C., y McCarty G.W. 2003. 137 Cesium and Soil Carbon in a Small Agricultural Watershed. *Soil and Tillage Research* 69, 45–51.
- Rojas-García, F., Santoyo-Gómez, G.H., González-Montiel, E., Velázquez-Rodríguez, A., y Pulido-Ponce, J.I. 2017. La ciencia del suelo en el ciclo del carbono de México. *Elementos para Políticas Públicas*, 1(2):131-158.
- Rojas-García F., Santoyo-Gómez GH., González-Montiel E., Velázquez-Rodríguez A., y Pulido-Ponce JI. 2017. La ciencia del suelo en el ciclo de carbono de México. *Elementos para políticas públicas* 1(2): 69-96.
- Sánchez-Gonzales A., y López -Mata L. 2003. Clasificación y ordenación de la vegetación del norte de la Sierra Nevada, a lo largo de un gradiente altitudinal. *Anales del instituto de Biología. UNAM. Serie Botánica*: 74(1): 47-71.
- Santos, H.V., y Scotti, M.R. 2018. Riparian reforestation with a single exotic species restores soil aggregation and porosity but not humic substances. *Soil Use and Management*, 34 (1)
- Schmidt, M. W., Rasgado M.S., Abiven S., Dittmar T., Guggenberger G., Janssens I. A., Kleber M., Kögel-Knabner I., Lehmann J., Manning D. A. C., Nannipieri P., Rasse D. P., Weiner S. y Trumbore S. E. 2011. Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. *Nature*, 478: 49–56.
- Schultz R., Colletti J., Isenhardt T., Simpkins W., Mize C., y Thompson M. 1995. Design and placement of a multi-species riparian buffer strip system. *Agroforestry Systems* 29: 201–226.
- Schultz R., Isenhardt T., Simpkins W., y Colletti J. 2004. Riparian forest buffers in agroecosystems – lessons learned from the Bear Creek Watershed, central Iowa, USA. *Agroforestry Systems* 61:35-50
- Scott, A. N. 1998. Soil aggregation and organic matter mineralization in forests and grasslands plant species effects. *Soil Science Society of America* 62: 1081-1089.
- SEMARNAT-CP. 2002. Evaluación de la degradación del suelo causada por el hombre en la República Mexicana. Escala 1:250 000. Memoria Nacional, 75. pp
- Shearer, K.S., y Xiang, W.N. 2007. The Characteristics of Riparian Buffer Studies. *Journal of Environmental Informatics*, 9(1): 41-55.
- Shoji, S., Nanzio, M., Dahlgren, R.A. y Quantin, P. 1996. Evaluation and proposed revisions of criteria for Andosols in the World Reference Base for Soil Resources. *Soil Sci.* 161: 605-615.

- Shoji, S., Nanzyo, M., y Dahlgren, R. 1993. Volcanic ash soils: genesis, properties and utilization. *Developments in soil science*, Elsevier Science Publisher.
- Simon, A., Bennett, S.J., y Castro, J.M. (Eds.). 2011. *Stream Restoration in Dynamic Fluvial Systems: Scientific Approaches, Analyses, and Tools*. American Geophysical Union, Washington, DC, 544 pp.
- Six J., Bossuyt H., Degryze S., y Deneff K. 2004. A history of research on the link between (micro) aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil and Tillage Research*. 79(1): 7-31.
- Six J., Conant R. T., Paul E. A., y Paustian K. 2002. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil* 241: 155–176.
- Six J., Elliott E.T., y Paustian K., 1999. Aggregate and soil organic matter dynamics under conventional and no-tillage systems. *Soil Science Society of America Journal* 63: 1350 – 1358
- Six J., Paustian K., y Combrink C. 2000. Soil structure matter: I. Distribution of aggregate-size classes and aggregate associated carbon. *Soil Science Society of America Journal* 64:681-689.
- Smith P, Fang C.M., Dawson J.J.C., y Moncrieff J.B. 2008. Impact of Global Warming on Soil Organic Carbon. *Adv Agron.*;97:1–43
- Smith S.V., Sleizer R.O., Renwick W.H., y Buddemeier R.W. 2005. Fates of eroded soil organic carbon: Mississippi basin case study. *Ecol. Appl.* 15:1929–1940.
- Solleiro R, E., Sedov, S., y Cabadas B, H. 2015. Use of soils and palaeosols on volcanic materials to establish the duration of soil formation at different chronological scales. *Quaternary International*, 376: 5-18.
- Sollins P., Homann P., y Caldwell B.A. 1996. Stabilization and destabilization of soil organic matter: Mechanisms and controls. *Geoderma* 74:65-105.
- Soto M, G., y Ramirez, A. 2019. Valor de la restauración de ríos cuando se vive cerca y lejos. *La Cuenca de Atoyac en Puebla, México. Tecnología y Ciencias del Agua* 10(1). DOI: 10.24850/j-tyca-2019-01-07
- Soto M, V.H., Delgado G, H. 2018. Estado del arte de la investigación periglacial en México. *Investigaciones Geográficas*, Instituto de Geografía UNAM, Notas y Noticias, Núm. 97 (Diciembre).
- Stoops G. 2003. *Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections*. Soil society of America, Madison, Wisconsin, USA.
- Stotts, T. 2010. Fluvial Geomorphology. *Progress in Physical Geography* 34(2) 221–24.
- Sutfin N., Wohl E., y Dwire K. 2016. Banking carbon: a review of organic carbon storage and physical factors influencing retention in floodplains and riparian ecosystems. *Earth Surf. Process. Landforms* 41, 38–60.

- Sutfin, N.A., Wohl, E. 2017. Substantial soil organic carbon retention along floodplains of mountain streams. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122 (7): 1325–1338.
- Sweeney B., Bott T., Jackson J., Kaplan L., Newbold J., Standley L., Hession W., y Horwitz R. 2004. Riparian deforestation, stream narrowing and loss of stream ecosystem services. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 101(39): 14132-14137.
- Tisdall J. y Oades J. 1982. Organic matter and water-stable aggregates. *Journal of Soil Science* 33:141-163.
- Tivet F., Sá J.C.M., Lal R., Borszowski P.R., Santos S.J.B., Farias A., Eurich G., Hartman D.C., Nadolny-Junior M.S., y Seguy L., 2013. Aggregate C depletion by lowing and its restoration by diverse biomass-C inputs under no-till in sub-tropical and tropical regions of Brazil. *Soil Tillage Res.* 126, 203–218
- Tockner K., y Stanford J. A. 2002 Riverine flood plains: present state and future trends. *Environmental Conservation* 29: 308–30.
- USDA-ARS and NRCS. 2001. Soil quality test kit guide. http://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_DOCUMENTS/nrcs142p2_050956.pdf
- Valera, C.A., Pissarra, T.C.T., Filho, M.V.M., Valle Júnior, R.F., Oliveira, C.F., Moura, J.P., Sanches-Fernandes, L.F., Pacheco, F.A.L. 2019. The Buffer Capacity of Riparian Vegetation to Control Water Quality in Anthropogenic Catchments from a Legally Protected Area: A Critical View over the Brazilian New Forest Code. *Water*, 11: 549.
- Vázquez Selem, L. 2011 Las glaciaciones en las montañas de México. En: Caballero Miranda, M., y Ortega Guerrero, B. (Coords.). *Escenarios de cambio climático: Registros del Cuaternario en América Latina I*. Universidad Nacional Autónoma de México, México, pp. 218-238.
- Vázquez-Selem, L. 1997. Late Quaternary glaciations of Táyotl volcano, central Mexico. *Quaternary International*, 43/44: 67-73.
- Vela, G., López, J., y Rodríguez, M. 2012. Niveles de carbono orgánico total en el Suelo de Conservación del Distrito Federal, Centro de México. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 77: 18–30.
- Venteris E.R., McCarty G.W., Ritchie J.C., y Gish T.J., 2004. Soil organic carbon and soil redistribution: influence of site history and site variables. *Soil Science* 169(11): 787–795.
- Viviroli D., Durr H.H., Messerli B., Meybeck M. y Weingartner R. 2007. Mountains of the world – water towers for humanity: typology, mapping and global significance. *Water Resources Research* 43.
- Von Lützw M., Kögel-Knabner L., Ekschmitt K., Matzner E., Guggenberger G., Marschner B., y Flessa H. 2006. Stabilization of organic matter in temperate soils: Mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review. *European Journal of Soil Science*, 57: 426-445.
- Walter R.C. y Merritts D.J. 2008. Natural streams and the legacy of wather-powered mills. *Science* 319: 299-304.

- Wang Y., Hu Y., Yang Ch., y. Chen. 2018. Effects of vegetation types on water-extracted soil organic matter (WSOM) from riparian wetland and its impacts on riverine water quality: Implications for riparian wetland management. *Science of the Total Environment* 628-629: 1249-1257.
- Wang Y., Yang C., Zou L., y Cui H. 2015. Optical Characteristics and Chemical Composition of Dissolved Organic Matter (DOM) from Riparian Soil by Using Excitation-Emission Matrix (EEM) Fluorescence Spectroscopy and Mass Spectrometry. *Applied Spectroscopy* 69(5): 623-634.
- Wang, S., Huang, M., Shao, X., Mickler, R.A., Li, K., y Ji J. 2004. Vertical Distribution of Soil Organic Carbon in China. *Environmental Management*, 33(1): S200–S209.
- Wohl E, Dwire K, Sutfin N, Polvi L, Bazan R. 2012(b). Mechanisms of carbon storage in mountainous headwater rivers. *Nature Communications* 3: 1263.
- Wohl E. 2013. Landscape-scale carbon storage associated with beaver dams. *Geophysical Research Letters* 40: 3631–3636.
- Wynn T.M., 2004. The Effects of Vegetation on Streambank Erosion. PhD Dissertation, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, Virginia. Disponible en: <http://scholar.lib.vt.edu/theses/available/etd-05282004-115640/>.
- Xiaodong, M., Yaning, C., Chenggang, Z., y Weihong, L. 2015. The variation in soil moisture and the appropriate groundwater table for desert riparian forest along the Lower Tarim River. *Journal of Geographical Sciences*, 21: 150-162.
- Yang, Y., Chen, Y., Li, Z., y Chen Y. 2018. Land-use/cover conversion affects soil organic-carbon stocks: A case study along the main channel of the Tarim River, China. *PLOS ONE* 13(11). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0206903>
- Yimer, F. 2017. Effect of landscape positions on soil properties in an agricultural land a transect study in the main Rift valley area of Ethiopia. *Journal of Science & Development* 5(1):21-31.
- Yoo G., Yang X., y Wander M. M. 2011. Influence of soil aggregation on SOC sequestration: A preliminary model of SOC protection by aggregate dynamics. *Ecological Engineering* 37(3): 487–495.
- Zamora S, I., Mazari, M., y Almeida, L. 2017. Sistema de indicadores para la recuperación de ríos urbanos. El caso del río Magdalena, Ciudad de México. *Acta Univeritaria* 27 (6): 53-65.
- Zehetner F., Lair G.J., y Gerzabek M.H. 2009. Rapid carbon accretion and organic matter pool stabilization in riverine floodplain soils. *Glob. Biogeochem. Cycles* 23, GB4004.
- Zemp M., Hoelzle M., Haeberli W. 2009. Six decades of glacier mass balance observations a review of the worldwide monitoring network. *Annals of Glaciology* 50: 101-111.
- Zhao D., Mingxian X., Goubin L., Luyang M., Shengmin Z., Tiqiao X., y Guanyun P. 2017. Effect of vegetation type on microstructure of soil aggregates on the Loess Plateau, China. *Agriculture, Ecosystems y Environment* 242: 1-8.

- Zhou, G, Xu, S., Ciais P., Manzoni S., Fang J., Yu G., Xuli T., Ping Z., Wantong W., Yan J., Wang G., Ma K., Li S., Du S., Han S., Ma Y., Zhang D., Juxiu L., Liu S., Chu G., Zhang Q., Li Y., Huang W., Ren H., Lu X., y Chen X. 2019. Climate and litter C/N ratio constrain soil organic carbon accumulation. *National Science Review* 6(4): 746-757.
- Zinck, J.A., Metternicht, G., Bocco, G., y Del Valle H.F. 2016. *Geopedology An Integration of Geomorphology and Pedology for Soil and Landscape Studies*. Ed. Springer International Publishing. (Sui-za). 548p.

ANEXO I: DESCRIPCION DE PERFILES

Descripción y clasificación de suelos

Fecha: 28 de enero de 2019

Sitio: Valle de Alcalica, adyacente al paraje denominado la Joya dentro del área de conservación del PN-IP.

Número de perfil: Perfil 4

Coordenadas geográficas: 2116027 m N, 536667 m E, zona 14Q **Altitud:** 3956 m

Material parental: Depósitos retrabajados de pómez color ocre **Clima:** R.H ústico, R.T. Cryico

Relieve: Ubicado en la parte media de la ladera en una pequeña loma que corta la pendiente por lo que es una zona de acumulación.

Vegetación: Dominada por gramíneas de los géneros *Muhlenbergia*, *Festuca* y *Calamagrostis*

Aspectos importantes del suelo



SOIL TAXONOMY

Epipedón: Úmbrico de 0 a 41 cm

Endopedón: Cámbico de 31 a 50 cm

Características de diagnóstico: Propiedades ándicas, deducidas a través de la reacción positiva a la prueba de alófano en campo, con abundante vidrio volcánico y pómez.

WRB

Horizontes de diagnóstico: Un epipedón úmbrico y un endopedón cámbico.

Propiedades de diagnóstico: Propiedades ándicas, deducidas a través de la reacción positiva a la prueba de alófano en campo, con abundante vidrio volcánico y pómez.

Materiales de diagnóstico: Material colúvico

CLASIFICACION DE SUELOS

Soil taxonomy: Humic vitricryands

WRB: Vitric, umbric, tephric, dystric Andosol (Protoandic, loamic, colluvic, thixotropic, turbic)

OBSERVACIONES:

Click or tap here to enter text.

Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
Ajj	0-16	Color negro en húmedo (10YR 2/1) y gris muy oscuro en seco (10YR 3/1), textura franco limosa; estructura migajosa y granular; extremadamente firme en húmedo con presencia de cristales de hielo entre los poros y dentro de los agregados, blando en seco. Raíces finas (82-112 por dm ²) y delgadas (31-47 por dm ²); permeabilidad lenta. Sin reacción al HCl y fuerte al H ₂ O ₂ , reacción fuerte a la prueba de alófono, presencia de vidrio volcánico. Transición difusa ondulada
AB	16-31	Color negro en húmedo (10YR 2/1) y gris muy oscuro en seco (10YR 3/1), textura franco arenosa; ligeramente pedregoso con pómez de 2 mm a 1 cm angulares y subangulares; estructura granular y de bloques subangulares; muy friable en húmedo y blando en seco. Raíces delgadas y medias (62-75 por dm ²); permeabilidad rápida. Sin reacción al HCl y moderada al H ₂ O ₂ , reacción fuerte a la prueba de alófono, tiene tixotropía y hay presencia de vidrio volcánico y granos de pómez. Transición difusa ondulada
Bw	31-41	Color negro en húmedo (10YR 2/1) y gris muy oscuro en seco (10YR 3/1), textura franco arenosa; ligeramente pedregoso con pómez de 2 mm a 1 cm angulares y subangulares; estructura de bloques subangulares, muy friable en húmedo y blando en seco. Raíces delgadas y medias (71-87 por dm ²); permeabilidad rápida. Sin reacción al HCl y moderada al H ₂ O ₂ , reacción fuerte a la prueba de alófono, tiene tixotropía y hay presencia de vidrio volcánico y pómez. Transición difusa ondulada.
2BC	41-50	Deposito retrabajado de pómez con presencia de carbón vegetal. Color gris muy oscuro en húmedo (10YR 3/1) y negro en seco (7.5YR 3/2), textura franco arenosa, pedregoso con pómez de 2 mm a 5 cm; estructura de bloques subangulares moderadamente desarrollada; raíces delgadas y medias (52-74 por dm ²). Permeabilidad muy rápida. Sin reacción al HCl y ligera al H ₂ O ₂ , reacción ligera a la prueba de alófono, presencia de vidrio volcánico.

Descripción y clasificación de suelos

Fecha: 28 de enero de 2019

Sitio: Valle de Alcalica, adyacente al paraje denominado la Joya dentro del área de conservación del PN-IP.

Número de perfil: Perfil 5

Coordenadas geográficas: 2116027 m N, 536667 m E, zona 14Q **Altitud:** 3883 m

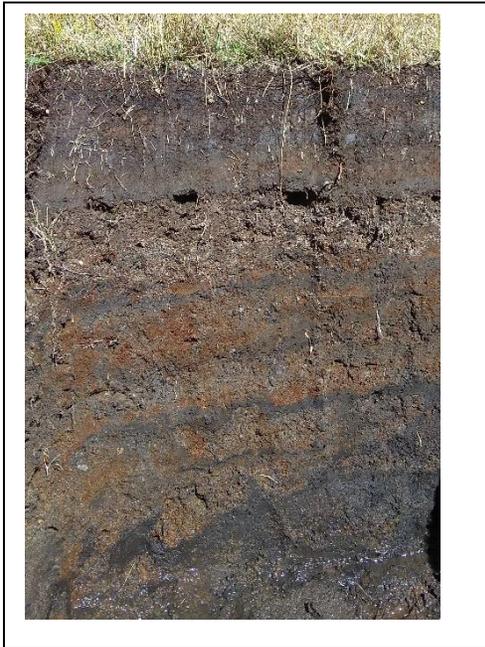
Material parental: En el fondo del valle dominan los depósitos aluviales y eólicos ricos en vidrio volcánico, materiales coluviales procedentes de flujos de escombros.

Clima: R.H ácuico, R.T. Cryico

Relieve: Al fondo del valle en una zona plana donde se forma un amplio abanico aluvial.

Vegetación: Dominada por pastos ralos y vegetación herbácea tolerante a inundaciones.

Aspectos importantes del suelo



SOIL TAXONOMY

Epipedón: Hístico

Endopedón: Haga clic o pulse aquí para escribir texto.

Características de diagnóstico: Presencia de cenizas volcánicas, materiales pomáceos y otros fragmentos de rocas, condiciones acuícas.

WRB

Horizontes de diagnóstico: Haga clic o pulse aquí para escribir texto.

Propiedades de diagnóstico: Presencia de ceniza volcánica y pómez.

Materiales de diagnóstico: Haga clic o pulse aquí para escribir texto.

CLASIFICACION DE SUELOS

Soil taxonomy: Histic Humaquepts

WRB: Mawic, hemic, rheic, vitric, dystric Histosol (Fluvic, magnesian, mineralic)

OBSERVACIONES:

Click or tap here to enter text.

Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
He	0-19	Horizonte orgánico en diferentes estados de descomposición. Se distinguen distintos depósitos con espesor de tres a cinco centímetros con colores pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2), negro (10 YR 2/1), pardo oscuro (7.5YR 3/3), y negro (7.5YR 2.5/1) en húmedo; estructura migajosa y granular débilmente desarrollada; firme en húmedo y duro en seco; presencia de revestimientos de Fe de color rojo (2.5YR 4/5) en los poros canal y en los agregados; raíces finas y delgadas (84-127 por dm ²); permeabilidad lenta. Sin reacción al HCl, reacción ligera al H ₂ O ₂ , prueba de alófono negativa, pH 4.6. Transición difusa horizontal.
2Cg	19-26	Color pardo rojizo oscuro (2.5YR 3/3) en húmedo y pardo en seco (7.5YR 5/3), textura arenosa; estructura de grano simple con restos de raíces y hojas en diferentes estados de descomposición. Con frecuentes nódulos de Fe de color rojizo (2.5YR 4/5) impregnado la matriz y zonas de empobrecimiento de color gris oscuro (7.5YR 4/1), revestimientos de Fe de color rojo en granos de arena y pómez; pocos nódulos amiboidales de Mn impregnando la matriz del suelo; raíces finas y delgadas (47-62 por dm ²); permeabilidad rápida. Sin reacción al HCl, reacción ligera al H ₂ O ₂ , prueba de alófono negativa. Transición abrupta horizontal.
3Agb	26-41	Color pardo rojizo oscuro en húmedo (2.5YR 3/4) y gris rojizo oscuro (2.5YR 4/1) en seco; textura franco arenosa; estructura granular y migajosa; firme en húmedo y ligeramente firme en seco; abundantes revestimientos de Fe en poros canal y en las caras de los agregados; abundantes restos de raíces finas y delgadas, hojas de gramíneas y herbáceas con ligera descomposición; permeabilidad moderada. Sin reacción al HCl, reacción moderada al H ₂ O ₂ , prueba de alófono negativa con presencia de vidrio volcánico. Transición difusa ondulada.
4Cg	41-63	Laminaciones intercaladas de sedimentos y ceniza volcánica. Depósitos de sedimentos de color gris en húmedo (7.5YR 5/1) con abundantes nódulos amiboidales y revestimientos de hierro en poros canal de color pardo rojizo oscuro (2.5YR 3/4) en húmedo; depósitos de ceniza de color negro (10YR 2/1) en húmedo y gris muy oscuro (10YR 3/1) en seco; textura franco arenosa y arenosa en la ceniza; estructura laminar y grano simple, pocas raíces medias; permeabilidad lenta. Sin reacción al HCl, reacción moderada al H ₂ O ₂ , prueba de alófono negativa con presencia de vidrio volcánico. Transición abrupta ondulada
4Cgjj	63-72/95	Depósitos de sedimentos con color gris oscuro (10YR 4/1) en húmedo con abundantes nódulos amiboidales de hierro de color pardo rojizo oscuro (2.5YR 3/4) y depósitos de ceniza volcánica de color negro en húmedo (10YR 2/1), los depósitos de ceniza y sedimentos presentan evidencias de crioturbación. Textura arenosa, muy pedregoso con pómez, basalto y riolitas del tamaño de gravas y piedras pequeñas, estructura de grano simple, friable en húmedo y duro en seco, permeabilidad lenta. Sin reacción al HCl, reacción moderada al H ₂ O ₂ , prueba de alófono negativa con presencia de vidrio volcánico. Transición abrupta irregular.
5Cgjj	72/95-100	Depósito de ceniza volcánica de color negro en húmedo (10YR 2/1) y gris muy oscuro (10YR 3/1) en seco, presenta evidencias de crioturbación y olor a sulfuro de hierro. Textura arenosa, estructura de grano simple, friable en húmedo y ligeramente duro en seco, permeabilidad lenta. Sin reacción al HCl, reacción moderada al H ₂ O ₂ , prueba de alófono negativa con presencia de vidrio volcánico.

Descripción y clasificación de suelos

Fecha: 28 de enero de 2019

Sitio: Valle de Alcalica, adyacente al paraje denominado la Joya dentro del área de conservación del PN-IP.

Número de perfil: Perfil 6

Coordenadas geográficas: 2116027 m N, 536667 m E, zona 14Q **Altitud:** 3956 m

Material parental: En el fondo del valle dominan los depósitos aluviales y eólicos ricos en vidrio volcánico, depósitos glaciales y materiales coluviales procedentes de flujos de escombros.

Clima: R.H ácuico, R.T. Cryico

Relieve: Al fondo del valle en una zona plana adyacente a la corriente principal.

Vegetación: Dominada por pastos.

Aspectos importantes del suelo



SOIL TAXONOMY

Epipedón: Ócrico de 0 a 6/15 cm

Endopedón: Cámbico de 15 a 35 cm

Características de diagnóstico: Presencia de pómez y otros fragmentos de rocas. Condiciones ácuicas evidenciadas por la presencia de revestimientos e hiporevestimientos de Fe en poros canal (22 a 45 cm) y nódulos de hierro reducido (35 a 45 cm).

WRB

Horizontes de diagnóstico: Haga clic o pulse aquí para escribir texto.

Propiedades de diagnóstico: Presencia de vidrio volcánico y pómez. Condiciones reductoras.

Materiales de diagnóstico: Material colúvico

CLASIFICACION DE SUELOS

Soil taxonomy: Aquandic Endoaquepts

WRB: Gleyic, vitric, dystic Cambisol (Loamic, colluvic, humic, tephric)

OBSERVACIONES: Click or tap here to enter text.

Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
A1	0-6/15	Color negro (10YR 2/1) en húmedo y pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2) en seco, textura franco arenosa; ligeramente pedregoso con pómez, rolita y basalto ligeramente redondeadas, estructura granular y migajosa; friable en húmedo y blando en seco. Raíces finas y delgadas (92-105 por dm ²); permeabilidad rápida. Sin reacción al HCl y fuerte al H ₂ O ₂ , reacción negativa a la prueba de alófono, pH 4.6. Transición difusa irregular
Bw	6/15-22	Color pardo amarillento oscuro en húmedo (10YR 4/6) y pardo en seco (7.5YR 4/4), textura franco arenosa, pedregoso con rocas redondeada de 2 mm a 1 cm, estructura granular y de bloques subangulares; friable en húmedo y blando en seco. Raíces finas y delgadas (85-113 por dm ²); permeabilidad rápida. Sin reacción al HCl y fuerte al H ₂ O ₂ , sin reacción a la prueba de alófono y presencia de vidrio volcánico, pH 4.6. Transición difusa ondulada
Bg	22-35	Color pardo amarillento oscuro en húmedo (10YR 4/6) y pardo en seco (7.5YR 4/4), textura franco arenosa, pedregoso con pómez redondeadas y subangulares de 2 mm a 1 cm, riolitas y andesitas angulares y redondeadas; estructura de bloques subangulares y granular; friable en húmedo y blando en seco. Raíces finas y delgadas abundantes; permeabilidad rápida. Sin reacción al HCl y fuerte al H ₂ O ₂ , sin reacción a la prueba de alófono, presencia de vidrio volcánico, pH 4.7. Transición difusa ondulada
Cg	35-45	Color pardo rojizo oscuro (2.5YR 2.5/3) en húmedo y pardo rojizo (2.5YR 4/4) en seco, textura arenosa, extremadamente pedregoso con pómez angular de 1 a 5 cm, riolitas de 10 a 15 cm redondeadas; estructura de grano simple; consistencia suelta en húmedo y en seco. Frecuentes nódulos amiboidales de hierro reducido de color (5GY 6/2) en húmedo y (Gley 1 8/5GY) en seco impregnado la matriz y frecuentes revestimientos de Fe de color pardo rojizo oscuro (2.5YR 3/4) en húmedo sobre granos de pómez y riolitas; raíces delgadas y medias comunes. Permeabilidad moderada. Sin reacción al HCl y moderada al H ₂ O ₂ , sin reacción a la prueba de alófono, presencia de vidrio volcánico, pH 5.1. Transición ondulada abrupta.
2Cg	45-70	Depósito de ceniza volcánica de color negro en húmedo (10YR 2/1) y gris muy oscuro (10YR 3/1) en seco; textura arenosa, pedregoso con pómez y riolitas de 5 a 20 cm. angulares, estructura de grano simple, friable en húmedo y ligeramente duro en seco, pocas raíces medianas y gruesas, permeabilidad lenta. Sin reacción al HCl, reacción moderada al H ₂ O ₂ , prueba de alófono negativa con presencia de vidrio volcánico, pH 4.8.

Descripción y clasificación de suelos

Fecha: 15 de febrero de 2019

Sitio: Bosque de oyamel

Número de perfil: 7

Coordenadas geográficas: 2115184 m N, 531920 m E, zona 14Q **Altitud:** 3013 m

Material parental: Depósitos de pómez y ceniza volcánica

Clima: R.H údico, R.T. mesico

Relieve: Ubicado a la mitad de la ladera.

Vegetación: Bosque de oyamel con gran diversidad de vegetación herbácea y arbustiva.

Aspectos importantes del suelo



SOIL TAXONOMY

Epipedón: Úmbrico de 0 a 26 cm

Endopedón: Cámbico de 32 a 52 cm

Características de diagnóstico: Propiedades ándicas, deducidas a través de la reacción positiva a la prueba de alófano en campo, con abundante vidrio volcánico y pómez.

WRB

Horizontes de diagnóstico: Epipedón úmbrico y endopedón cámbico

Propiedades de diagnóstico: Propiedades ándicas, deducidas a través de la reacción positiva a la prueba de alófano en campo, con abundante vidrio volcánico y pómez. .

Materiales de diagnóstico: Haga clic o pulse aquí para escribir

texto.

CLASIFICACION DE SUELOS

Soil taxonomy: Humic Udivitrands

WRB: Vitric, umbric, prototephric, dystic Andosol (Protoandic, loamic, hyperhumic, thixotropic)

OBSERVACIONES:

Click or tap here to enter text.

Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
A1	0-17	Color negro (7.5YR 2.5/1) en húmedo, textura franca, estructura granular y migajosa; friable en húmedo y blando en seco. Raíces finas y delgadas abundantes, abundante presencia de lombrices, excretas y túneles; permeabilidad moderada Sin reacción al HCl y fuerte al H ₂ O ₂ , reacción fuerte a la prueba de alófano, tixotropía Transición difusa y horizontal.
A2	17-34	Color negro (7.5YR 2.5/1) en húmedo, textura franca, estructura granular con bloque subangulares; muy friable en húmedo y blando en seco. Pocas raíces finas y medianas, presencia de lombrices y túneles; permeabilidad moderada Sin reacción al HCl y fuerte al H ₂ O ₂ , reacción fuerte a la prueba de alófano, Transición difusa y horizontal.
Bw	34-52	Color negro (7.5YR 2.5/1) en húmedo, textura franca, estructura de bloques subangulares; friable en húmedo y blando en seco. Pocas raíces medianas, permeabilidad rápida. Sin reacción al HCl y ligera al H ₂ O ₂ , reacción fuerte a la prueba de alófano, Transición difusa y horizontal.
BC	52-71	Color en húmedo (YR /), textura arenosa; pedregoso con pómez 2 mm a 1cm, estructura de bloques subangulares con granular simple, friable en húmedo y ligeramente duro en seco. Las raíces medianas son raras, permeabilidad moderada. Sin reacción al HCl y al H ₂ O ₂ , reacción fuerte a la prueba de alófano. Con restos de tallos carbonizados. Transición clara ondulada
2C	71-100	Color en húmedo (YR /), textura arenosa; pedregoso con pómez 2 mm a 1cm, estructura masiva, friable en húmedo y ligeramente duro en seco. Las raíces medianas son raras, permeabilidad moderada. Sin reacción al HCl y al H ₂ O ₂ , reacción fuerte a la prueba de alófano. Con restos de carbón. Transición difusa ondulada

Descripción y clasificación de suelos

Fecha: 15 de febrero de 2019

Sitio: Bosque de oyamel

Número de perfil: 8

Coordenadas geográficas: 2115184 m N, 531920 m E, zona 14Q **Altitud:** 3007 m

Material parental: Depósitos coluviales y de pómez retrabajado

Clima: R.H údico, R.T. mesico

Relieve: Ubicado al pie de la ladera.

Vegetación: Bosque de oyamel con gran diversidad de vegetación herbácea y arbustiva.

Aspectos importantes del suelo



SOIL TAXONOMY

Epipedón: Úmbrico de 0 a 18 cm

Endopedón: Cámbico de 42 a 79 cm

Características de diagnóstico: Presencia de vidrio volcánico y pómez.

WRB

Horizontes de diagnóstico: Epipedón úmbrico y endopedón cámbico

Propiedades de diagnóstico: Presencia de vidrio volcánico y pómez. .

Materiales de diagnóstico: Haga clic o pulse aquí para escribir texto.

CLASIFICACION DE SUELOS

Soil taxonomy: Vitrandic Humudepts

WRB: Vitric, dystric Cambisol (Loamic, colluvic, densic, humic)

OBSERVACIONES:

Click or tap here to enter text.

Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
A1	0-12/24	Color pardo rojizo oscuro (5YR 2.5/1) en húmedo y pardo (7.5YR 4/3) en seco, textura franco arenosa; pedregoso con rocas de 1 a 10 cm. angulares y subangulares, estructura granular; friable en húmedo y blando en seco. Raíces finas y delgadas (53-71 por dm ²), raíces medianas y gruesas (7-12 por dm ²); presencia de hormigas, arañas y galerías de larvas de escarabajos, permeabilidad moderada Sin reacción al HCl y moderada al H ₂ O ₂ , sin reacción a la prueba de alófono. Transición abrupta e irregular.
2C	12/24-37	Color pardo oscuro (7.5YR 3/2) en húmedo y pardo en seco (7.5YR 4/2), textura arenosa, extremadamente pedregoso (95%) con rocas de más de 80 cm. angulares y subangulares, estructura de grano simple; suelto en húmedo y en seco. Pocas raíces medianas y gruesas (3-5 por dm ²), permeabilidad rápida. Sin reacción al HCl y al H ₂ O ₂ , sin reacción a la prueba de alófono. Transición abrupta ondulada.
3Bwb	37-48/54	Color pardo muy oscuro (7.5YR 2.5/2) en húmedo y gris oscuro (7.5YR 4/1) en seco, textura franca; pedregoso con pómez de 2 mm a 1cm subangulares y redondeadas, estructura de bloques subangulares y granular; muy friable en húmedo y blando en seco. Raíces medianas y gruesas (12-25 por dm ²), permeabilidad moderada. Sin reacción al HCl y ligera al H ₂ O ₂ , reacción fuerte a la prueba de alófono. Transición difusa ondulada
3BC	48/54-79	Color gris muy oscuro (7.5YR 3/1) en húmedo y pardo oscuro en seco (7.5YR 3/2), textura franco arenosa; pedregoso con pómez 2 mm a 1cm y rocas de 5 a 10 cm angulares, estructura de bloques subangulares débilmente desarrollada, friable en húmedo y ligeramente duro en seco. Pocas raíces medianas y gruesas, permeabilidad moderada. Sin reacción al HCl y al H ₂ O ₂ , reacción fuerte a la prueba de alófono. Presencia de carbón vegetal. Transición difusa ondulada
3C	79-100	Color gris muy oscuro (10YR 3/1) en húmedo y pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2) en seco, textura franco arenosa; muy pedregoso con pómez 2 mm a 1cm y rocas de 10 a 15 cm angulares, estructura masiva, friable en húmedo y ligeramente duro en seco. Raíces medianas y gruesas raras, permeabilidad moderada. Sin reacción al HCl y al H ₂ O ₂ , reacción fuerte a la prueba de alófono. Presencia de carbón vegetal. Transición difusa ondulada

Descripción y clasificación de suelos

Fecha: 15 de febrero de 2019

Sitio: Bosque de oyamel

Número de perfil: 8

Coordenadas geográficas: 2115184 m N, 531920 m E, zona 14Q **Altitud:** 3005 m

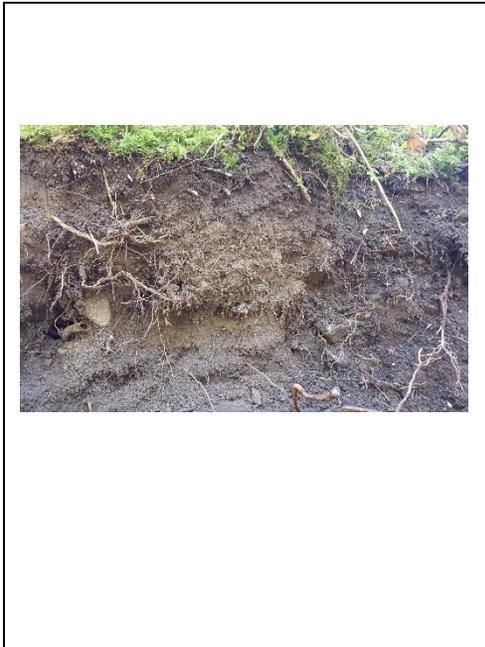
Material parental: Depósitos aluviales y material coluvial

Clima: R.H údico, R.T. mesico

Relieve: Ubicado al fondo del valle, adyacente a la corriente.

Vegetación: Bosque de oyamel con gran diversidad de vegetación herbácea y arbustiva. Se observa una mayor abundancia de musgos, hepáticas, helechos y hongos.

Aspectos importantes del suelo



SOIL TAXONOMY

Epipedón: ócrico

Endopedón: Haga clic o pulse aquí para escribir texto.

Características de diagnóstico: Contacto lítico

WRB

Horizontes de diagnóstico: Haga clic o pulse aquí para escribir texto.

Propiedades de diagnóstico: Roca continua. .

Materiales de diagnóstico: Material flúvico

CLASIFICACION DE SUELOS

Soil taxonomy: Lithic Udorthents

WRB: Skeletic, dystric Leptosol (Arenic, fluvic, humic)

OBSERVACIONES:

Click or tap here to enter text.

Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
A1	0-14/21	Color negro en húmedo (10YR 2/1) y pardo grisáceo oscuro en seco (10YR 4/2), textura franco arenosa; pedregoso con rocas de 1 a 5 cm. redondeadas, estructura granular y migajosa; muy friable en húmedo y blando en seco. Raíces finas y delgadas abundantes, raíces medias y gruesas comunes; presencia de lombrices y hormigas, permeabilidad rápida. Sin reacción al HCl y fuerte al H ₂ O ₂ , reacción ligera a la prueba de alófono, presencia de vidrio volcánico, pH. Transición media irregular.
C	14/21-24/35	Color pardo amarillento oscuro en húmedo (10YR 4/6) y pardo en seco (7.5YR 4/4), textura arenosa, extremadamente pedregoso con rocas de 5 a 20 cm redondeadas y sub angulares; suelto en seco y en húmedo. Pocas raíces gruesas y muy gruesas, permeabilidad rápida. Sin reacción al HCl y al H ₂ O ₂ , sin reacción a la prueba de alófono, presencia de vidrio volcánico. Transición abrupta irregular.
R	24/35-125	Conglomerado, una roca sedimentaria detrítica formada por clastos redondeados.

Descripción y clasificación de suelos

Fecha: 17 de enero de 2019

Sitio: Ex hacienda de Tomacoco

Número de perfil: 3

Coordenadas geográficas: 2112785 m N y 527262 m E zona 14Q **Altitud:** 2541m

Material parental: Depósitos de pómez y ceniza volcánica

Clima: R.H ácuico, R.T. mesico

Relieve: Ubicado en la parte alta de la pendiente

Vegetación: Son suelos de usos agrícola.

Aspectos importantes del suelo



SOIL TAXONOMY

Epipedón: ócrico

Endopedón: Cámbico de 16 a 37 cm.

Características de diagnóstico: Presencia de vidrio volcánico

WRB

Horizontes de diagnóstico: Cámbico

Propiedades de diagnóstico: Propiedades vítricas.

Materiales de diagnóstico:

CLASIFICACION DE SUELOS

Soil taxonomy: Typic Udivitrands

WRB: Vitric, tephric, eutric Andosol (Loamic, Aric)

OBSERVACIONES:

El perfil tiene una secuencia Ap, Bw, BC por encima se encuentra una capa delgada de hojarasca (Oi) Todos los horizontes están ligeramente húmedos al momento de la descripción. No se observan lombrices, alta actividad de hormigas y presencia de larvas de escarabajos. Fuerte hidrofobicidad en los dos primeros horizontes.

Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
AP	0-16	Color pardo grisáceo muy oscuro en seco (10YR 3/2) y negro en húmedo (10YR 2/1), textura franco arenosa; ligeramente pedregoso con pómez de 2 mm a 1 cm, estructura de bloques subangulares con granular; blando en seco, muy friable en húmedo; numerosos poros canal dentro de los agregados, raíces finas (47-86 por dm ²) y delgadas (15-22 por dm ²); presencia de lombrices, presencia de hormigas y larvas de escarabajo; permeabilidad muy rápida. Sin reacción al HCl, reacción al H ₂ O ₂ moderada, negativo a la prueba de alófono, presencia de vidrio volcánico. Transición difusa ondulada.
Bw	16-37	Color pardo (10YR 5/3) seco y pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2) en húmedo, textura franca; ligeramente pedregoso con pómez de 2 mm a 1 cm subangulares y granulares; estructura granular y bloques subangulares; blando en seco, friable en húmedo; poros canal dentro de los agregados, raíces finas (20-37 por dm ²) y delgadas (30-64 por dm ²); presencia de hormigas; permeabilidad muy rápida. Sin reacción al HCl, reacción al H ₂ O ₂ moderada, negativo a la prueba de alófono, presencia de vidrio volcánico. Transición difusa ondulada.
BC	37-68/72	Color pardo (10YR 5/3) en seco y pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2) en húmedo, textura franco arenosa; pedregoso con pómez 1 a 5 cm subangulares; estructura de bloques subangulares, ligeramente duro en seco y friable en húmedo, poros numerosos, raíces delgadas (28-41 por dm ²); permeabilidad moderada. Sin reacción al HCl y al H ₂ O ₂ , negativa a la prueba de alófono, presencia de vidrio volcánico. Transición difusa ondulada.
C	68/72-110	Color pardo amarillento (10YR 5/4) en seco y pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2) en húmedo textura franco limosa; pedregoso con pómez de 1 a 10 cm angulares y subangulares; estructura masiva, ligeramente duro en seco y friable en húmedo, raíces medias (12-17 por dm ²) y gruesas (3-5 por dm ²). Sin reacción al HCl y al H ₂ O ₂ , negativa a la prueba de alófono, presencia de vidrio volcánico.

Descripción y clasificación de suelos

Fecha: 17 de enero de 2019

Sitio: Ex hacienda de Tomacoco

Número de perfil: 3

Coordenadas geográficas: 2112785 m N y 527262 m E zona 14Q **Altitud:** 2539m

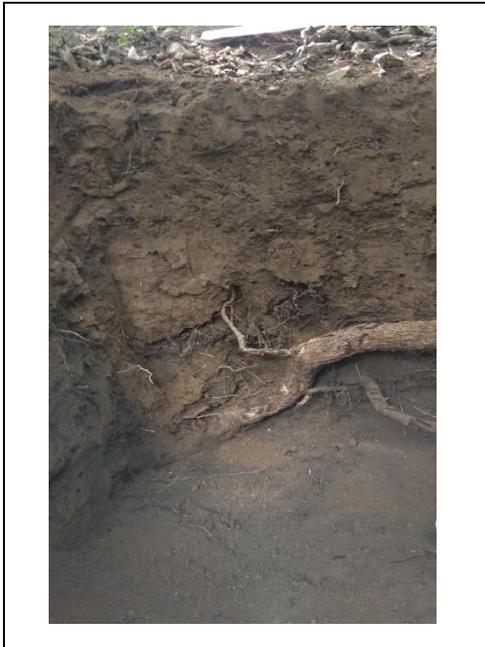
Material parental: Depósitos de pómez y ceniza volcánica

Clima: R.H ácuico, R.T. mesico

Relieve: Ubicado en la parte media de la pendiente, zona de transición entre las llanuras de inundación y los suelos agrícolas

Vegetación: omnia vegetación arbustiva

Aspectos importantes del suelo



SOIL TAXONOMY

Epipedón: Mollico de 0 a 34 cm.

Endopedón: Cámbico de 34 a 73 cm.

Características de diagnóstico: Presencia de vidrio volcánico

WRB

Horizontes de diagnóstico: Cámbico

Propiedades de diagnóstico: Propiedades vítricas.

Materiales de diagnóstico:

CLASIFICACION DE SUELOS

Soil taxonomy: Humic Udivitrands

WRB: Vitric, mollic, eutric Andosol (Loamic)

OBSERVACIONES: El perfil tiene una secuencia A1, Bw, BC, C por encima se encuentra una capa de hojarasca (Oi) y acumulación de una capa de sedimentos (1 a 2 cm) en algunas zonas de la llanura de inundación. Al momento de la descripción el horizonte A1 está ligeramente húmedo y el resto húmedos, se observan lombrices y hormigas.

Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
A1	0-26/34	Color negro en húmedo (10YR 2/1) y pardo oscuro en seco (10YR 3/3), textura franco arenosa; estructura de bloques bangulares y granular; blando en seco, friable en húmedo; numerosos poros canal dentro de los agregados, raíces finas (34-52 dm ²) y raíces medias (5-7 por dm ²); presencia de lombrices, permeabilidad muy rápida. Sin reacción al HCl, reacción al H ₂ O ₂ fuerte, negativo a la prueba de alófano, presencia de vidrio volcánico, pH 6.4. Transición difusa irregular.
Bw	26/34-46	Color pardo grisáceo muy oscuro (10YR 4/2) en húmedo y pardo (10YR 5/3) en seco, textura franca; ligeramente pedregoso con pómez del tamaño de gravas; estructura de bloques subangulares; blando en seco, friable en húmedo; poros canal dentro de los agregados, raíces finas (17-22 por dm ²) y raíces medias (5-6 por dm ²); presencia de lombrices, permeabilidad rápida. Sin reacción al HCl, reacción al H ₂ O ₂ moderada, negativo a la prueba de alófano, presencia de vidrio volcánico, pH 5.5. Transición difusa ondulada.
BC	46-73	Color pardo grisáceo oscuro (10YR4/3) en húmedo y pardo amarillento (10YR 5/4) en seco, textura franco limosa; pedregoso con pómez del tamaño de gravas; estructura de bloques subangulares, ligeramente duro en seco y friable en húmedo, poros numerosos, raíces medias (27-33 por dm ²); permeabilidad moderada. Sin reacción al HCl y al H ₂ O ₂ , negativa a la prueba de alófano, presencia de vidrio volcánico, pH 5.8. Transición difusa ondulada.
C	73-100	Color pardo (4/3) en húmedo y pardo amarillento (10YR 5/6) en seco, textura franca arenosa; pedregoso con pómez del tamaño de gravas y piedras medias; estructura masiva, ligeramente duro en seco y friable en húmedo, raíces medias (6-8 por dm ²) y raíces muy gruesas (3-5 por dm ²). Sin reacción al HCl y al H ₂ O ₂ , negativa a la prueba de alófano, presencia de vidrio volcánico, pH 5.3.

Descripción y clasificación de suelos

Fecha: 17 de enero de 2019

Sitio: Bosque de oyamel

Número de perfil: 1

Coordenadas geográficas: 2112785 m N y 527262 m E zona 14Q **Altitud:** 2537 m

Material parental: Sedimentos de origen aluvial y depósitos de pómez

Clima: R.H ácuico, R.T. mesico

Relieve: En las llanuras de inundación adyacentes a la corriente.

Vegetación: Relictos de un bosque mixto

Aspectos importantes del suelo



SOIL TAXONOMY

Epipedón: Úmbrico de 0 a 26 cm

Endopedón: Cámbico de 35 a 50

Características de diagnóstico: Condiciones ácuicas

WRB

Horizontes de diagnóstico: Úmbrico y cámbico

Propiedades de diagnóstico: Propiedades gleyicas de 78 a 100 cm..

Materiales de diagnóstico: Material flúvico

CLASIFICACION DE SUELOS

Soil taxonomy: Vitrandic Humudepts

WRB: Gleyic, fluvic, cambic Umbrisol (Loamic, eutric, raptic, vitric)

OBSERVACIONES:

Click or tap here to enter text.

Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
A1	0-22/26	Color negro (10YR 2/1) en húmedo y gris muy oscuro (10YR 3/1) en seco; textura franco lamosa; muy pedregoso con rocas de 2 mm a 1 cm de pómez subangulares y otras rocas redondeadas, estructura granular con bloques subangulares; blando en seco, friable en húmedo; numerosos poros canal dentro de los agregados, raíces finas y delgada (70-110 por dm ²) y raíces medias (12-18 por dm ²); gran presencia de lombrices y hormigas, permeabilidad muy rápida. Sin reacción al HCl, reacción al H ₂ O ₂ moderada, negativo a la prueba de alófono, pH 6.3. Transición ondulada y abrupta.
2C	22/26-35	Color gris oscuro (7.5YR 4/1) en húmedo y gris (7.5YR 5/1) en seco; textura arenosa; pedregoso, con pómez y piedras de 1 a 5 cm redondeadas; estructura laminar con fragmentos de hojas, raíces y otros materiales orgánicos; suelto en seco y muy friable en húmedo, raíces delgadas (40-50 por dm ²) y medias (4-7 por dm ²); presencia de lombrices; permeabilidad muy rápida. Sin reacción al HCl y al H ₂ O ₂ , negativo a la prueba de alófono, presencia de vidrio volcánico. pH 6.2. Transición ondulada y abrupta.
3Bwb	35-46/53	Color gris muy oscuro (7.5YR 3/2) en húmedo y gris oscuro (10YR 4/1) en seco; textura franco arenosa; estructura de bloques subangulares con granular; blando en seco, friable en húmedo; frecuentes poros canal dentro y fuera de los agregados, raíces medias (12-18 por dm ²); permeabilidad rápida. Sin reacción al HCl, reacción al H ₂ O ₂ moderada, negativo a la prueba de alófono, presencia de vidrio volcánico, pH 6. Transición ondulada y abrupta.
4C	46/53-68/72	Color gris oscuro (10YR 5/1) en húmedo y gris (7.5YR 6/1) en seco; textura arenosa; muy pedregoso, con pómez de 2 mm a 1 cm y rocas de 15 a 20 cm redondeadas; estructura granular simple; suelto en seco y muy friable en húmedo; raíces medias y gruesas (6-11 por dm ²); permeabilidad rápida. Sin reacción al HCl y al H ₂ O ₂ , negativo a la prueba de alófono, pH 6.1 Transición abrupta y ondulada.
5Cg	68/72-100	Depósito de pómez muy intemperizado. Color en húmedo pardo amarillento (10YR 5/6), textura franco limosa, con pómez de 2 mm a 1 cm sub angulares y redondeadas, estructura masiva que rompe a bloques angulares, ligeramente duro en seco y friable en húmedo, raíces medias y gruesas (6-11 por dm ²). Presencia de revestimientos de Fe en canales de raíces y nódulos Fe. Pocas raíces medias, permeabilidad lenta. Sin reacción al HCl y ligera al H ₂ O ₂ , negativo a la prueba de alófono, pH 6.1.

ANEXO II: CORRELACIONES

NOMENCLATURA

Hum = humedad residual

CC = retención de agua a 33 kp

PMP = retención de agua a 1500 kp

Dap = densidad aparente

Frag = Porcentaje de fragmentos gruesos

pH^{NaF} = pH medido en fluoruro de sodio

MO = materia orgánica

CO = carbono orgánico

K = potasio

Na = sodio

Mg = magnesio

Ca = calcio

CIC = capacidad de intercambio catiónico

SB = saturación de bases

N = nitrógeno total

P = fosforo disponible.

Cuadro 1: Índices de correlación entre las propiedades edafológicas

	Hum	Arena	limo	Arcilla	CC	PMP	Dap	Frag	pH	pH ^{NaF}	MO	CO	K	Na	Mg	Ca	CIC	SB	N	P
Hum	1.00	-0.72	0.62	0.57	0.72	0.77	-0.78	-0.21	-0.41	-0.70	0.71	0.78	-0.60	-0.42	0.47	0.17	0.53	-0.62	0.76	-0.39
Arena	-0.72	1.00	-0.95	-0.65	-0.80	-0.85	0.82	0.03	0.08	0.19	-0.68	-0.75	0.41	0.25	-0.36	-0.21	-0.82	0.67	-0.80	0.57
limo	0.62	-0.95	1.00	0.42	0.73	0.79	-0.64	0.19	0.09	-0.06	0.50	0.57	-0.25	-0.13	0.24	0.08	0.73	-0.53	0.60	-0.44
Arcilla	0.57	-0.65	0.42	1.00	0.70	0.65	-0.86	-0.56	-0.25	-0.40	0.84	0.86	-0.46	-0.32	0.61	0.51	0.77	-0.60	0.94	-0.58
CC	0.72	-0.80	0.73	0.70	1.00	0.93	-0.66	-0.19	0.17	-0.53	0.65	0.72	-0.22	0.08	0.62	0.18	0.90	-0.35	0.78	-0.16
PMP	0.77	-0.85	0.79	0.65	0.93	1.00	-0.69	-0.26	0.06	-0.46	0.61	0.69	-0.25	-0.04	0.46	0.04	0.84	-0.41	0.75	-0.29
Dap	-0.78	0.82	-0.64	-0.86	-0.66	-0.69	1.00	0.38	0.49	0.32	-0.83	-0.87	0.69	0.47	-0.39	-0.36	-0.71	0.84	-0.95	0.73
Frag	-0.21	0.03	0.19	-0.56	-0.19	-0.26	0.38	1.00	0.44	0.23	-0.33	-0.33	0.34	0.24	-0.01	0.03	-0.24	0.31	-0.45	0.39
pH	-0.41	0.08	0.09	-0.25	0.17	0.06	0.49	0.44	1.00	0.17	-0.43	-0.40	0.85	0.68	0.17	-0.16	0.11	0.73	-0.37	0.61
pH^{NaF}	-0.70	0.19	-0.06	-0.40	-0.53	-0.46	0.32	0.23	0.17	1.00	-0.53	-0.57	0.30	0.23	-0.74	-0.26	-0.24	0.12	-0.46	-0.11
MO	0.71	-0.68	0.50	0.84	0.65	0.61	-0.83	-0.33	-0.43	-0.53	1.00	0.99	-0.68	-0.53	0.67	0.68	0.70	-0.78	0.90	-0.65
CO	0.78	-0.75	0.57	0.86	0.72	0.69	-0.87	-0.33	-0.40	-0.57	0.99	1.00	-0.66	-0.49	0.68	0.62	0.74	-0.77	0.94	-0.63
K	-0.60	0.41	-0.25	-0.46	-0.22	-0.25	0.69	0.34	0.85	0.30	-0.68	-0.66	1.00	0.52	-0.07	-0.23	-0.29	0.90	-0.63	0.57
Na	-0.42	0.25	-0.13	-0.32	0.08	-0.04	0.47	0.24	0.68	0.23	-0.53	-0.49	0.52	1.00	-0.18	-0.38	0.12	0.61	-0.36	0.75
Mg	0.47	-0.36	0.24	0.61	0.62	0.46	-0.39	-0.01	0.17	-0.74	0.67	0.68	-0.07	-0.18	1.00	0.67	0.48	-0.10	0.56	-0.03
Ca	0.17	-0.21	0.08	0.51	0.18	0.04	-0.36	0.03	-0.16	-0.26	0.68	0.62	-0.23	-0.38	0.67	1.00	0.31	-0.35	0.45	-0.42
CIC	0.53	-0.82	0.73	0.77	0.90	0.84	-0.71	-0.24	0.11	-0.24	0.70	0.74	-0.29	0.12	0.48	0.31	1.00	-0.50	0.82	-0.35
PSB	-0.62	0.67	-0.53	-0.60	-0.35	-0.41	0.84	0.31	0.73	0.12	-0.78	-0.77	0.90	0.61	-0.10	-0.35	-0.50	1.00	-0.75	0.83
N	0.76	-0.80	0.60	0.94	0.78	0.75	-0.95	-0.45	-0.37	-0.46	0.90	0.94	-0.63	-0.36	0.56	0.45	0.82	-0.75	1.00	-0.62
P	-0.39	0.57	-0.44	-0.58	-0.16	-0.29	0.73	0.39	0.61	-0.11	-0.65	-0.63	0.57	0.75	-0.03	-0.42	-0.35	0.83	-0.62	1.00

Los números en negritas fueron significativos a $\alpha = 0.05$

Cuadro 1: Índices de correlación entre las propiedades edafológicas y la estabilidad de agregados en húmedo

	>4.76	4.76-2.0	2.0-1.0	1.0-0.25	0.25-0.053	<0.053	4.75-1.0	1.0-0.25	0.25-0.053	<0.053	DMP	DMG	AEA
Veg	-0.61	-0.15	0.04	0.30	0.68	0.69	-0.66	0.18	0.68	0.69	-0.74	-0.67	-0.81
Pos	0.07	-0.22	-0.41	-0.06	0.39	-0.25	0.00	-0.31	0.39	-0.25	-0.06	-0.05	-0.29
Hum	0.80	-0.14	-0.19	-0.37	-0.80	-0.63	0.75	-0.33	-0.80	-0.63	0.85	0.87	0.85
Arena	-0.72	0.38	0.44	0.06	0.53	0.64	-0.59	0.33	0.53	0.64	-0.65	-0.73	-0.56
limo	0.62	-0.38	-0.47	0.07	-0.44	-0.49	0.49	-0.28	-0.44	-0.49	0.53	0.59	0.45
Arcill	0.71	-0.16	-0.14	-0.45	-0.57	-0.83	0.66	-0.33	-0.57	-0.83	0.75	0.84	0.68
a													
Dap	-0.68	-0.02	0.06	0.39	0.62	0.85	-0.69	0.24	0.62	0.85	-0.78	-0.78	-0.78
CC	0.76	-0.60	-0.41	-0.33	-0.40	-0.56	0.56	-0.45	-0.40	-0.56	0.66	0.82	0.46
PMP	0.83	-0.60	-0.55	-0.30	-0.44	-0.64	0.63	-0.53	-0.44	-0.64	0.72	0.86	0.51
Frag	-0.51	0.06	0.32	0.65	0.19	0.58	-0.49	0.56	0.19	0.58	-0.52	-0.50	-0.32
pH	-0.36	-0.64	-0.13	0.41	0.64	0.48	-0.57	0.13	0.64	0.48	-0.56	-0.36	-0.70
pH^{NaF}	-0.51	0.04	-0.04	0.57	0.57	0.30	-0.50	0.27	0.57	0.30	-0.58	-0.64	-0.56
MO	0.83	0.13	-0.20	-0.59	-0.84	-0.81	0.87	-0.44	-0.84	-0.81	0.89	0.87	0.86
CO	0.85	0.03	-0.21	-0.55	-0.84	-0.83	0.86	-0.43	-0.84	-0.83	0.91	0.92	0.87
N	0.82	-0.15	-0.19	-0.45	-0.71	-0.87	0.78	-0.36	-0.71	-0.87	0.87	0.93	0.81
P	-0.44	-0.08	0.17	-0.01	0.48	0.64	-0.47	0.11	0.48	0.64	-0.48	-0.44	-0.54
K	-0.60	-0.46	0.01	0.52	0.74	0.68	-0.76	0.28	0.74	0.68	-0.75	-0.61	-0.81
Na	-0.39	-0.65	0.01	0.30	0.81	0.46	-0.61	0.16	0.81	0.46	-0.56	-0.38	-0.73
Mg	0.41	-0.10	0.09	-0.34	-0.49	-0.33	0.37	-0.11	-0.49	-0.33	0.44	0.56	0.45
Ca	0.23	0.32	0.19	-0.24	-0.50	-0.30	0.34	0.00	-0.50	-0.30	0.32	0.29	0.44
CIC	0.74	-0.53	-0.46	-0.31	-0.32	-0.67	0.56	-0.47	-0.32	-0.67	0.63	0.76	0.41
PSB	-0.71	-0.32	0.21	0.40	0.79	0.79	-0.82	0.35	0.79	0.79	-0.81	-0.69	-0.84

Los números en negritas fueron significativos a $\alpha = 0.05$