

ALMACÉN Y DINÁMICA DEL CARBONO ORGÁNICO DEL SUELO EN BOSQUES TEMPLADOS DE MÉXICO

Stocks and Dynamics of Soil Organic Carbon in Temperate Forests of Mexico

Leopoldo Galicia^{1‡}, Ana María Gamboa Cáceres¹, Silke Cram¹, Bruno Chávez Vergara²,
Víctor Peña Ramírez², Vinisa Saynes³ y Christina Siebe²

¹ Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México. Circuito Exterior s/n, Ciudad Universitaria. 04510 México, D. F.

[‡] Autor responsable (lgalicia@igg.unam.mx)

² Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. Investigación Científica, Copilco Universidad, Coyoacán. 04360 México, D. F.

³ Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. 56230 Montecillo, Estado de México, México.

RESUMEN

Los bosques templados se establecen sobre diversos tipos de suelo, sin embargo la información sobre las características físicas, químicas y biológicas de estos suelos y su influencia en el ciclo del carbono es escasa. El objetivo de la presente revisión fue conocer el almacenamiento de carbono en suelos cubiertos por bosques templados. Estos bosques se distribuyen sobre 23 tipos de suelo, principalmente Leptosoles, Regosoles, Luvisoles, Phaeozems, Cambisoles, Umbrisoles y Andosoles formados a partir de materiales volcánicos en el centro del país, sedimentarios en la Sierra Madre Oriental y una variedad amplia de sustratos en la Sierra Madre Occidental. La información sobre el potencial de captura de carbono en los bosques templados está sesgada a la biomasa aérea; y existe menos información sobre los almacenes de carbono edáficos y un escaso entendimiento de los procesos de su estabilización. El almacenamiento de carbono del suelo varió con el tipo de suelo, la composición de especies y el relieve. Los Andosoles, a pesar de su escasa abundancia, son los suelos con la mayor capacidad de almacenar carbono debido a sus características mineralógicas. Los cambios en el carbono orgánico del suelo y los flujos de carbono en los bosques templados en México son el resultado de cambios locales, generados por las actividades humanas como el cambio de uso, el manejo forestal, los incendios, la regeneración y la sustitución de especies. El cambio de uso de suelo es uno de los principales factores que explican los flujos de carbono en estos ecosistemas, sin embargo, aún no existe evidencia clara de que sea en sentido negativo. Esta revisión resume la información existente y propone investigaciones futuras que permitan conocer mejor

los procesos de estabilización de la materia orgánica en los suelos de bosques templados.

Palabras clave: andosoles; encinos; materia orgánica del suelo; pino; relación planta-suelo.

SUMMARY

Temperate forests are distributed on several soil types; however information on the physical, chemical and biological properties of these soils and their influence on the carbon cycle are scarce. The objective of this review was to determine the soil carbon stocks in soils covered by temperate forests. These forests are distributed over 23 types of soil, mainly Leptosols, Regosols, Luvisols, Phaeozems, Cambisols, Umbrisols and Andosols formed from volcanic materials in Central Mexico, sedimentary rocks in the Sierra Madre Oriental and a wide variety of substrates in the Sierra Madre Occidental. Information on the potential for soil carbon sequestration in temperate forests is skewed to the aboveground biomass; and there is less information on soil carbon stocks and little understanding of the stabilization processes. The soil carbon storage varied with soil type, species composition and relief. Andosols, despite their low abundance, are the soils with the greatest capacity to store carbon due to their mineralogical characteristics. Soil organic carbon and carbon flux changes in temperate forests in Mexico are a result of human activities such land use change, forest management, fires, regeneration and replacement of species. The land use change is one of the main factors behind the carbon flux in these ecosystems; however, there is still no clear evidence that it is negative. In this review, existing information was synthesized to

Como citar este artículo:

Galicia, L., A. M. Gamboa Cáceres, S. Cram, B. Chávez Vergara, V. Peña Ramírez, V. Saynes y C. Siebe. 2016. Almacén y dinámica del carbono orgánico del suelo en bosques templados de México. *Terra Latinoamericana* 34: 1-29.

Recibido: agosto de 2015. Aceptado: noviembre de 2015.

Publicado en *Terra Latinoamericana* 34: 1-29.

propose future research to improve our understanding of the stabilization processes of soil organic carbon of temperate forests.

Index words: *Andosols; oak; soil organic matter; pine; plant-soil relationship.*

INTRODUCCIÓN

El carbono (C) de los bosques del mundo ha sido estimado en 861 Pg de ($1 \text{ Pg} = 1 \times 10^{15} \text{ g}$), de los cuales, 383 Pg se encuentran en el suelo (44%), 363 Pg en la biomasa aérea (42%), 73 Pg en la madera muerta (8%) y 43 Pg se encuentran en el mantillo (5%) (Pan *et al.*, 2011). Esto sugiere que aproximadamente la mitad del C de los ecosistemas forestales se encuentra en el piso forestal y en el suelo, este valor varía con el tipo de bioma. Pan *et al.* (2011) estimaron que los bosques tropicales almacenan el 32% de C en el suelo, mientras que los bosques templados y boreales almacenan en el suelo alrededor del 60% del C. A nivel global los bosques templados ocupan $1 \times 10^7 \text{ km}^2$, lo cual representa 25% del área forestal, el 8% de la superficie continental y 13.7% de la productividad primaria neta mundial; el C almacenado en estos bosques se estima en 175 Pg en la biomasa aérea; y 262 Pg en el suelo (Haine *et al.*, 2003). Estos inventarios de C en los bosques templados a nivel mundial indican que tanto la parte aérea (vegetación) como la parte subterránea (suelos) de los ecosistemas juegan un rol fundamental en el ciclo global del C en función de la magnitud del C capturado y almacenado. Sin embargo, los bosques templados de México han recibido poca atención en las revisiones teóricas y los modelos globales del ciclo de C y en las proyecciones de la mitigación al cambio climático a nivel regional y mundial (Richardson *et al.*, 2007; Gómez-Díaz *et al.*, 2011).

En la superficie terrestre, el suelo es el principal reservorio de C; el cual contiene entre 1500 y 2000 Pg (Janzen, 2004), siendo el elemento más abundante en la materia orgánica del suelo (MOS, 45-55%). Esta última se reconoce ampliamente como un componente determinante de la calidad del suelo debido a que cumple funciones críticas como fuente y almacén de nutrientes, además de participar en la estabilización de la estructura del suelo y el almacenamiento de agua (Karlen y Andrews, 2000). La materia MOS es un compartimiento heterogéneo con características

químicas muy complejas. Las actividades humanas relacionadas al uso de la tierra y cambio de uso de la tierra y silvicultura (UTCUTS) se impactan en la cantidad y calidad de fracciones lábiles (biomasa microbiana y materia orgánica particulada) y estables (bioquímica o físicamente protegida) de la MOS, pero es en las primeras que el cambio es más pronunciado y rápido (Haynes, 2005). Debido a su importancia funcional (estabilización de agregados, disponibilidad de nutrientes) se han propuesto como indicadores potenciales de los cambios a corto plazo derivados del UTCUTS y en general como herramientas clave en el monitoreo de cambios en la calidad del suelo (Haynes, 2005). Teóricamente la MOS se ha subdividido en tres almacenes con base en la cinética de su descomposición y su tiempo de residencia en los suelos: activo (<1-10 años), intermedio o lento (10-100 años) y pasivo (>100 años) (Wander, 2004). Sollins *et al.* (1996) plantean que la descomposición de la MOS depende de tres factores, 1) la recalcitrancia de las moléculas; 2) las interacciones entre los componentes orgánicos e inorgánicos; y 3) la accesibilidad de los microorganismos a la MOS. Las fracciones de la MOS (biológicas, químicas y físicas) son utilizadas para caracterizar y estimar los diferentes almacenes (Figura 1) (Wander, 2004). Por ejemplo, las fracciones que permiten predecir el almacén activo de la MOS están relacionadas con la actividad biológica y con fracciones no estabilizadas ni física ni químicamente (Six *et al.*, 2002; Wander, 2004; Figura 1), mientras que para predecir el almacén pasivo se requiere de los mecanismos de estabilización de la MOS en el suelo, lo cual es más complejo (Lützow *et al.*, 2008).

En el contexto del cambio climático global, el carbono orgánico del suelo (COS) ha recibido particular atención debido a que puede actuar como fuente de CO_2 o sumidero de C. El almacenamiento del COS depende de la interacción entre diversos factores (bióticos, abióticos y antrópicos). Se ha sugerido que en escalas de décadas a siglos, el UTCUTS es el principal factor que determina el almacenamiento del COS (Scott *et al.*, 2002). Actualmente se plantea que el UTCUTS es la segunda causa del incremento de CO_2 atmosférico luego de la quema de los combustibles fósiles, siendo responsable de alrededor del 25% de las emisiones de CO_2 a la atmósfera (Lal *et al.*, 2004). A escalas globales se ha estimado que las pérdidas anuales de COS derivadas del UTCUTS alcanzan

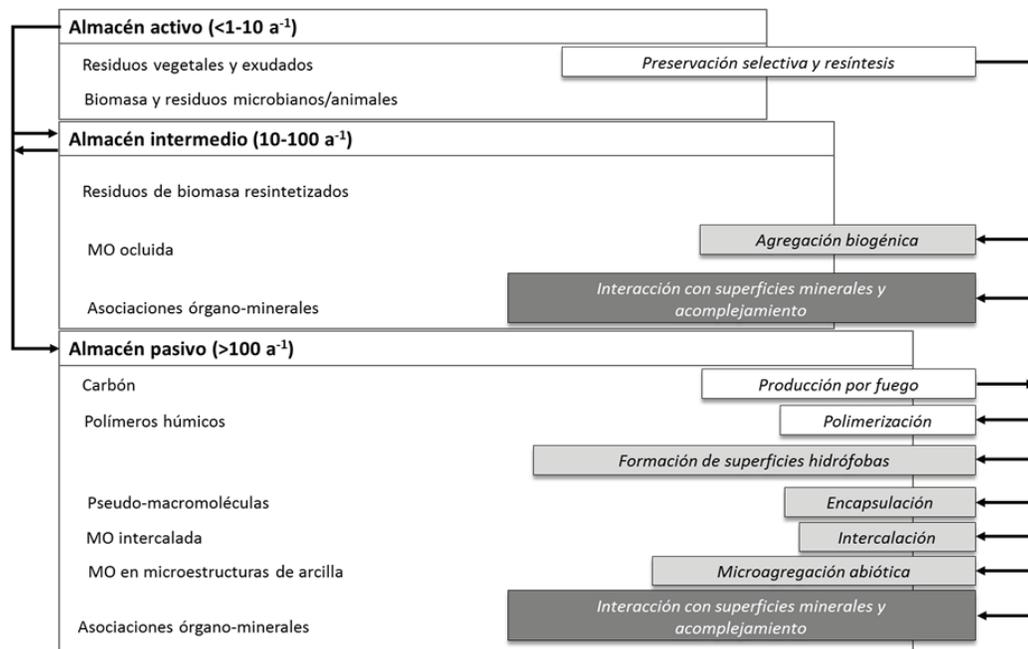


Figura 1. Modelo conceptual de estabilización de la materia orgánica del suelo. *Itálicas*: mecanismos; □ (sin relleno) = recalitrancia primaria y secundaria, ◻ = inaccesibilidad espacial, ◼ = interacciones órgano-minerales. Modificado de Lützow *et al.* (2008).

2 Pg (Janzen, 2004). Sin embargo, el almacenamiento de C y las emisiones de CO_2 a la atmósfera dependen del tipo de suelo y ecosistema, entre otros factores; los cuales son heterogéneos en los bosques templados de México y han sido estudiados escasamente.

En México, el potencial de captura de C en la vegetación y los suelos de los bosques templados fue estimado en 200 y 327 Mg ha^{-1} respectivamente (Monreal *et al.*, 2005), sin embargo, no existen estudios sobre el papel de los diferentes tipos de suelos como reservorio terrestre de carbono bajo los bosques templados mexicanos. Estos bosques albergan una alta diversidad biológica debido a la presencia de diferentes tipos de vegetación: (a) bosques de pino, (b) bosques de encino, (3) bosques mixtos de pino y encino y (d) bosque de *Abies* (Challenger, 1998; Rzedowski 1978). En México, los bosques de pino y encino son los ecosistemas más diversos; poseen aproximadamente 7000 especies, y representan aproximadamente el 25% de la flora fanerogámica del país (Challenger, 1998, Rzedowski, 1991). Estos bosques contienen alrededor de 46 especies de pinos, las cuales representan el 50% del total a nivel mundial; así como 161 especies de encinos, que también representan más del 50% del total a escala mundial (CONABIO, 2001).

Los bosques templados tienen el potencial de cubrir alrededor del 20% del territorio nacional (Challenger, 1998; Rzedowski, 1991); del cual alrededor del 5% estaría ocupado por bosques de encinos, 14% por bosques de pino-encino y 1% por otras coníferas (Figura 2) (Rzedowski, 1991). Históricamente, los bosques de pino y encino han sufrido una intensa disminución en su extensión y número de especies (Rzedowski, 1978; Challenger, 1998). La superficie cubierta por bosques de encinos, bosques mixtos y bosques de pino en el país alcanza alrededor del 17% del territorio (Palacio *et al.*, 2000), y tiene una tasa de deforestación anual promedio mayor al 0.5% (Maser *et al.*, 1997). Recientemente, se ha documentado que entre 1976 y 2011 se han perdido 940 267 ha de bosques templados, con una mayor tasa de cambio en los periodos 1976-1993 y 1993-2002 (SEMARNAT, 2014). Las estimaciones más recientes en el sector forestal indican que las emisiones nacionales de gases de efecto invernadero (GEI) con base en el CO_2 son de $87 \times 10^6 (\pm 34.4) \text{ Mg año}^{-1}$, de las cuales el 74.2 % se emitieron por pérdida de biomasa, 5.6 % por el aprovechamiento de los bosques, 34.8% por pérdidas de C en suelos minerales, y una compensación de -14.8% correspondiente a captura de C en terrenos abandonados (de Jong *et al.*, 2010). En términos

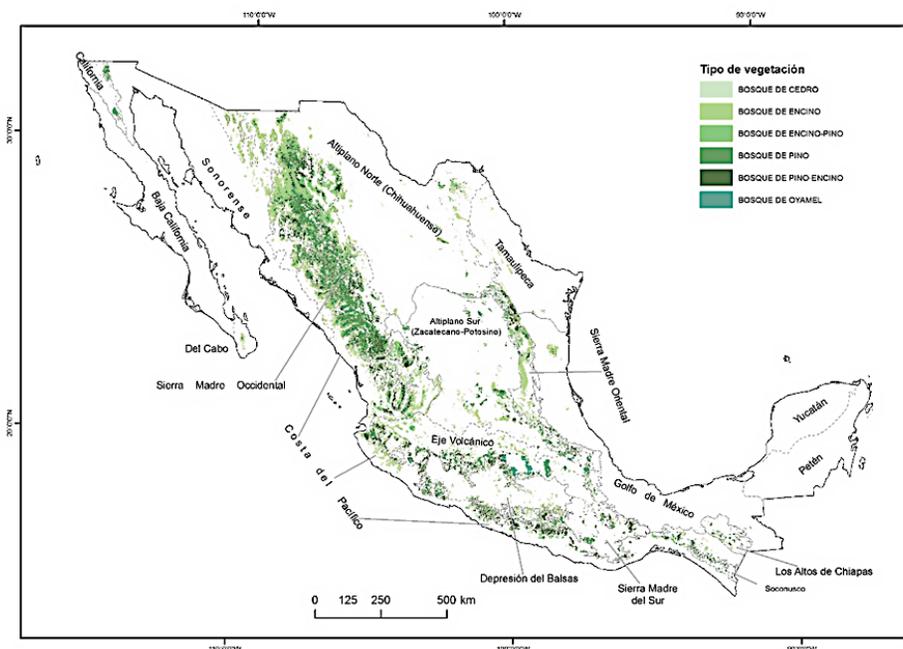


Figura 2. Distribución espacial de los bosques templados en México, por tipo de vegetación (Elaboración propia con base en datos vectoriales de uso del suelo y vegetación escala 1:250 000, SERIE V (INEGI, 2013).

generales, alrededor del 10% de las emisiones de GEI son atribuibles a la deforestación provocada para abrir nuevas tierras al cultivo y por los aprovechamientos maderables. Debido a lo anterior, los bosques que sufren procesos de degradación o deforestación son considerados emisores netos de CO_2 a la atmósfera. De continuar el aumento de la concentración de los GEI en la atmósfera a las tasas actuales, se prevén serias alteraciones en los ecosistemas que pueden desencadenar grandes cambios sociales y económicos en el planeta.

El objetivo de la presente revisión fue evaluar el papel del suelo de los bosques templados en México como reservorio de carbono. Analizamos como la variación del grupo de referencia de suelo, el tipo de vegetación dominante y el manejo influyen en el almacenamiento de C edáfico, y sintetizamos la información existente sobre los flujos de C para comprender el papel de los bosques templados mexicanos en el ciclo de C a nivel regional y mundial. Al final del trabajo se presenta una reflexión sobre cuáles son las necesidades de información para determinar el efecto del cambio de uso del suelo sobre los almacenes en el suelo y los flujos de C en los bosques templados de México.

MATERIALES Y MÉTODOS

Revisión de Literatura

La síntesis de los tipos de suelos, el almacenamiento de COS y los flujos de C en los bosques templados México a nivel nacional se realizó a través del análisis de diversas fuentes de datos: publicaciones revisadas por pares, incluyendo revistas, libros y memorias de congresos, todo ello a nivel nacional o internacional. En esta extensa búsqueda de literatura se utilizaron bases de datos que son referenciales académicos, incluyendo Science Direct, Web of Knowledge y Scopus, al igual que las directrices para las revisiones sistemáticas propuestas por Pullin y Stewart (2006) y Davies y Pullin (2007). Una vez que todas las búsquedas se recopilaron, se sintetizó la información en forma de texto, cuadros y figuras sobre el ciclo de C en los bosques templados mexicanos.

Identificación de los Suelos bajo Cobertura de Bosques Templados

La cobertura vegetal de bosques templados a nivel nacional, se obtuvo del conjunto de datos vectoriales

de uso del suelo y vegetación escala 1:250 000, Serie V (INEGI, 2013). Se consideraron los siguientes tipos de vegetación: bosque de encino, bosque de encino-pino, bosque de oyamel, bosque de pino y, bosque de pino encino. Una vez obtenida esta base cartográfica se realizó la sobre-posición con el tipo de suelo para cada polígono de vegetación; la base fue el conjunto de datos vectorial edafológico, Escala 1:250 000 Serie II (INEGI, 2007). Una vez realizada la sobre-posición se calcularon las áreas de cada uno de los polígonos resultantes. Con la información para cada uno de los polígonos del tipo de suelo asociado a cada uno de los tipos de vegetación considerados se realizó su sobre-posición con el conjunto de datos vectoriales geológicos Continuo Nacional. Escala 1:1 000 000 (INEGI, 2002); obtenidos los polígonos se calcularon las áreas de cada uno de ellos. Los procesos se realizaron en el programa ArcGis 10.2.2.

RESULTADOS

Tipos de Suelo en los Bosques Templados

Los bosques templados se distribuyen principalmente en siete grupos de referencia de la base referencial mundial del recurso suelo (WRB por sus siglas en inglés) (Figura 3): Leptosoles (7 208 049 ha), Regosoles (3 513 729 ha), Luvisoles (3 120 785 ha), Phaeozems (2 719 839 ha), Cambisoles (1 560 716 ha),

Umbrisoles (824 327 ha) y Andosoles (695 281 ha), y en menor proporción en otros grupos de referencia (Figura 4). Los suelos dominantes que sustentan a los bosques templados se caracterizan por ser someros, con un incipiente desarrollo, como son los Leptosoles y Regosoles, los cuales sostienen en forma conjunta al 58.6% del bosque templado (Figura 3). La diversidad de los suelos que soportan los bosques templados mexicanos contrasta con la reducida distribución de los suelos que soportan estos mismos bosques a nivel mundial, ya que 95% de los Molisoles y 76% de los Aridisoles soportan bosques templados de Norteamérica, Europa y Eurasia (Palm *et al.*, 2007). La Sierra Madre Occidental es la región que tiene la mayor diversidad de tipos de suelos, predominando los Cambisoles, Phaeozems y Regosoles, esto debido a su compleja historia geológica y biogeográfica, su topografía montañosa y su variedad de climas y microclimas. La conjunción particular de estos factores formadores da lugar a una alta diversidad de suelos en esta provincia fisiográfica (Cotler, 2007, Figura 3). En la Faja Volcánica Transmexicana dominan los Andosoles y los Luvisoles, en la Sierra Madre el Sur y los Altos de Chiapas se distribuyen los Cambisoles y Luvisoles; mientras que en la Sierra Madre Oriental dominan los Leptosoles y en menos proporción los Phaeozems, a excepción de los bosques de oyamel que se distribuyen principalmente sobre Andosoles (Figura 3). Por otro lado, los suelos se desarrollan en diferentes tipos

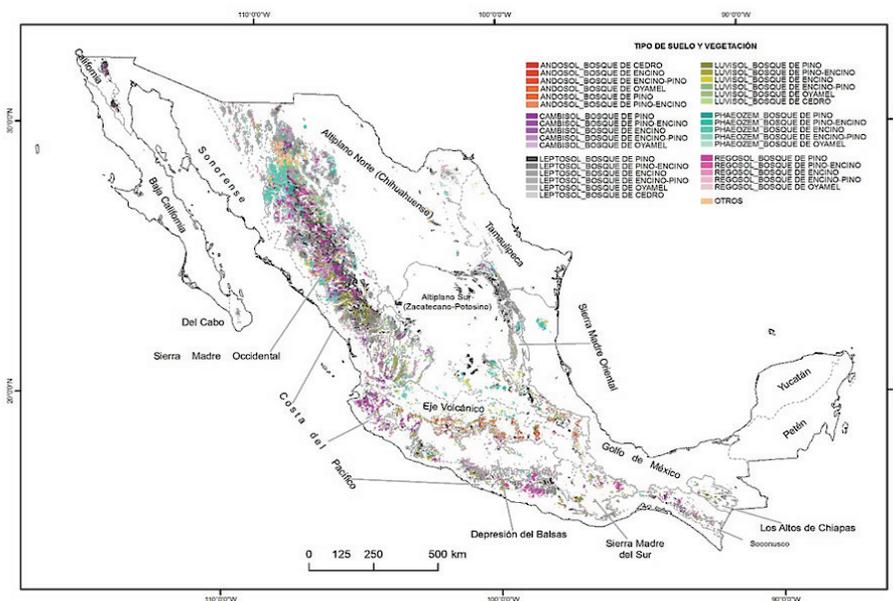
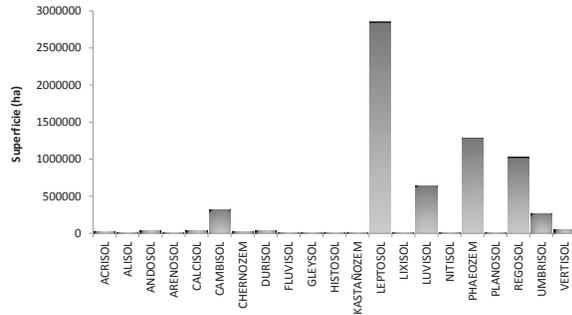
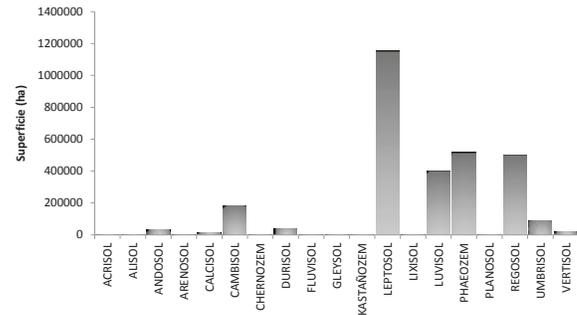


Figura 3. Distribución espacial de los tipos de suelo en los bosques templados de México.

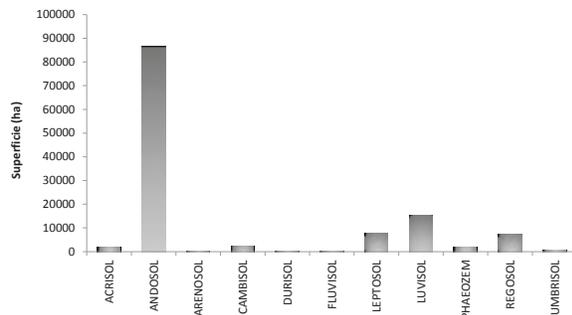
a)



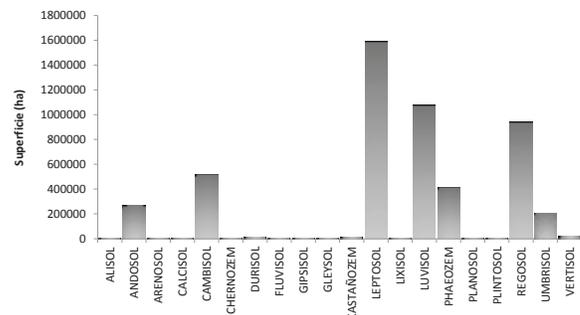
b)



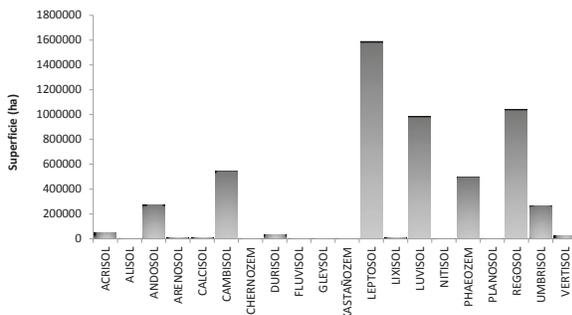
c)



d)



e)



f)

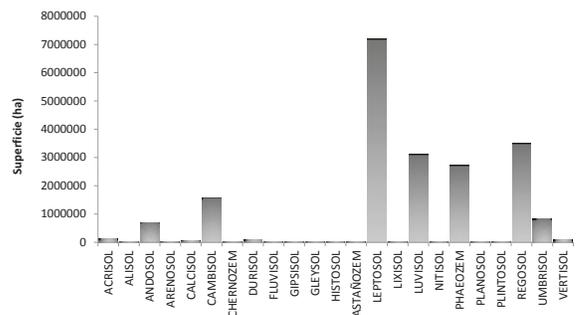


Figura 4. Tipos de suelo (de acuerdo a los grupos de referencia de la base referencial mundial del recurso suelo (WRB)) en bosques templados de México. a) Bosque de encino; b) Bosque encino-pino; c) Bosque de oyamel; d) Bosque de pino; e) Bosque de pino-encino; f) tipos de suelos en bosques templados.

de sustrato, lo que les da diferentes características minerales (Figura 5). Por ejemplo, los siete grupos de referencia dominantes en bosque templados se forman mayoritariamente a partir de rocas ígneas y en menor proporción sobre rocas sedimentarias y metamórficas (Figura 5). Cruz *et al.* (1998) sugieren que el modelo fisiográfico es más preciso para relacionar el origen de los suelos frente a otros modelos como el de ecorregiones y las cuencas hidrográficas, indicando

que la geología, la geomorfología y el relieve explican la gran diversidad de suelos en los bosques templados mexicanos.

La revisión de la literatura sugiere que la información sobre el almacenamiento de COS en los bosques templados está dominada por el estudio del almacenamiento en la biomasa aérea (52 artículos) en relación a la información del almacenamiento en el suelo (20). Lo anterior se debe probablemente a la demanda

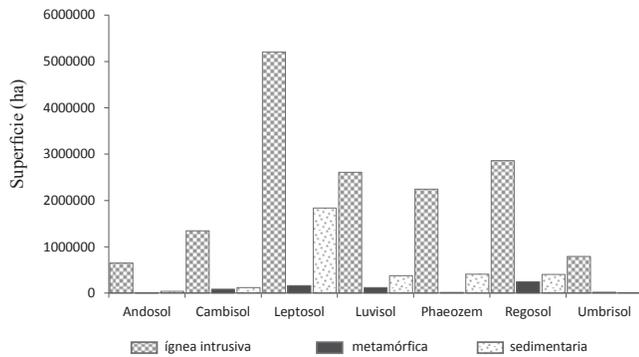


Figura 5. Distribución de los tipos de suelo y su origen en los bosques templados de México.

de estudios bajo la temática de la deforestación evitada en el contexto de REDD y a su mayor facilidad de monitoreo. El número de artículos científicos en revistas internacionales sobre el almacenamiento de COS en suelos de bosques templados mexicanos es reducido (20 artículos). Lo anterior también sugiere, que existen pocos estudios sobre los procesos biogeoquímicos de estos bosques, es decir que sólo domina la información sobre la caracterización y clasificación de suelos sin entender los procesos ni la dinámica de formación de la materia orgánica del suelo. La información sobre el potencial de secuestro de carbono de suelos está inversamente relacionada con su área de distribución; los Andosoles que ocupan una superficie pequeña están mejor caracterizados que los Leptosoles, Regosoles, Luvisoles y Phaeozems. A continuación describiremos la información relacionada con el almacenamiento de COS que sustentan los bosques templados con mayor área de distribución.

Principales Tipos de Suelo Cubiertos por Bosques Templados y sus Procesos de Fijación de Carbono

Leptosoles (Litosoles y Rendzinas según la clasificación FAO-UNESCO 1970 utilizada por INEGI hasta el año 2000). Son suelos muy someros sobre roca continua y muy pedregosos (<10% volumen de tierra fina <2 mm), particularmente comunes en regiones montañosas con pendientes altas y por lo mismo son muy propensos a la erosión y a la pérdida de MOS con el UTCUTS. Es un grupo de suelos muy variado, porque sus propiedades dependen en gran medida del tipo de roca a partir del cual se forman. El potencial de los Leptosoles para almacenar COS es limitado, debido a su escasa profundidad. No obstante

muchos Leptosoles tienen concentraciones de COS altas (4-8 %) debido por un lado a que la biomasa muerta se incorpora y mezcla en un volumen de suelo relativamente pequeño, y por otro lado a los eficaces mecanismos de estabilización que operan en suelos ricos en calcio (los desarrollados a partir de calizas), o en minerales de bajo orden estructural (los desarrollados a partir de rocas volcánicas (Siebe *et al.*, 2003).

Regosoles. Son suelos minerales escasamente desarrollados en materiales no consolidados, por lo mismo tienen bajos contenidos de arcilla, baja capacidad de retención de humedad, baja capacidad de intercambio catiónico y también bajos contenidos de MOS en bosques de pinos (Siebe *et al.*, 2003). Algunos se han desarrollado a partir de cenizas volcánicas recientes (<4000 años), como las emitidas por el Popocatepetl (Miehlich, 1990) y el Pico de Orizaba en sus últimas fases eruptivas (<4000 años), y por el Parícutín entre 1943 y 1945 (Luhr y Simkin, 1993). La capa de ceniza es de textura gruesa (arena franca a arena), el excesivo drenaje limita el desarrollo radical, por lo que estos suelos se consideran de profundidad fisiológica moderada. Están bien drenados y aireados, pero tienen moderada capacidad de retención de agua disponible. El horizonte A es de desarrollo incipiente con un espesor de 4 a 11 cm, bajo contenido de materia orgánica (<1%) y también de nitrógeno total (0.06-0.07%). Los contenidos de fósforo disponible son bajos (9-12 mg kg) en términos absolutos, sin embargo, estos suelos están entre los de mayor contenido de fósforo disponible. Esto se explica debido a que las cenizas recientes suelen contener una pequeña cantidad de fósforo fácilmente soluble en extractos ácidos (Shoji *et al.*, 1993), y a que aún no se han formado minerales secundarios que fijen el fósforo; la capacidad de retención de fósforo determinada en estos suelos es menor a 10%. Los valores pH son moderadamente ácidos (5.0-5.6) y la capacidad de intercambio catiónico efectiva es muy baja (<1 cmol_c kg⁻¹). Los contenidos de potasio intercambiable son bajos también.

Luvisoles. Son suelos en los cuales han ocurrido procesos de formación de minerales secundarios e iluviación de arcillas con la consecuente formación de un horizonte Bt característico (Spaargaren, 2008). En México, los bosques templados desarrollados sobre Luvisoles, al menos los que han sido estudiados, están asociados a ambientes volcánicos, por lo cual se relacionan a la evolución a partir de los Andosoles por efecto de la rápida cristalización de los minerales amorfos a

minerales 1:1 (p. ej.: haloisita) como consecuencia de periodos de desecación (Sedov *et al.*, 2003). Ambientalmente, los Luvisoles están condicionados a regiones con una marcada estacionalidad (Driessen *et al.*, 2001), lo cual sugiere que éste podría ser el tipo de suelo en el cual dominan los bosques templados representados por especies latifoliadas de fenología caducifolia del género *Quercus* (Hernández *et al.*, 2013; Chávez *et al.*, 2015); ya que en estos bosques deciduos el desfronde está asociado al estrés hídrico por el efecto estacional (Borchert *et al.*, 2005). Sin embargo, en la revisión de trabajos encontramos que existen bosques de pino y bosques mixtos sobre este grupo de suelos (Cuadro 1), lo cual sugiere que puede existir una elevada heterogeneidad en la composición química de los residuos vegetales que se incorporan a estos suelos.

Con base en los trabajos desarrollados en Luvisoles se sugiere que no existe un efecto del tipo de cobertura vegetal sobre la concentración de C del suelo, pero se observa que el Luvisol que soporta el bosque de pino es donde existe la menor concentración de C en el suelo superficial. Lo anterior podría estar asociado a la menor incorporación de compuestos orgánicos provenientes del mantillo y la menor lixiviación de formas solubles de C, debido a la mayor proporción de compuestos hidrófobos en las especies aciculares (Almendros *et al.*, 2000), sin embargo, no existe amplia evidencia de ello. En el caso de los Luvisoles desarrollados a partir de Andosoles, se ha observado que existe la pérdida de complejos órgano-Al o des-humificación en el horizonte superficial. Lo anterior, derivado de la cristalización de los compuestos amorfos (Sedov *et al.*, 2003). Esto sugiere que la materia orgánica puede estabilizarse en horizontes superficiales por efecto de agregación biogénica (Lützow *et al.*, 2008), mientras que en los horizontes sub-superficiales la estabilización ocurre a través de la interacción con arcillas, lo cual es una ruta diferente a la dominante en los Andosoles (Shoji *et al.*, 1993). Desafortunadamente, en bosques templados de México no existen trabajos que permitan reforzar esta hipótesis ya que, aunque se han realizado trabajos en Luvisoles de origen volcánico, la profundidad media de muestreo en estas investigaciones es de 15 cm (Cuadro 1). En uno de los pocos trabajos reportados para este grupo de suelo Chávez *et al.* (2014, 2015) encuentran que la concentración de formas lábiles de materia orgánica en el mantillo está relacionada con las características fisiológicas de las especies vegetales,

y esto determina la disponibilidad de C, N y P en los suelos. Asimismo, las especies influyen en la actividad microbiana y en los suelos que presentan mayor disponibilidad de C se promueve la formación de materia orgánica más estable derivado de la resíntesis microbiana (Chávez-Vergara, 2015). Con base en lo anterior, se puede plantear que al interior de este grupo de suelo la dinámica del C puede modificarse por la cobertura vegetal, lo cual puede ser aplicable para otros grupos de suelo.

Acrisoles. Son suelos que han pasado por un intenso proceso de intemperismo, lo cual deriva en la destrucción de los aluminosilicatos (Macías, 2008). En el caso de los bosques templados en México, los Acrisoles estudiados son derivados de materiales volcánicos en condiciones cálidas y con elevada precipitación. Estos suelos presentan un horizonte Bt (árgico) bien definido, dominado por arcillas 1:1 tipo caolinitas con cantidades variables de sesquióxidos de Fe (principalmente hematita y goetita) y Al. Asimismo, presentan baja capacidad de intercambio catiónico, y los sitios de intercambio están dominados por cationes ácidos lo cual favorece pH alrededor de 4.5-5.5 (Macías, 2008). En los Acrisoles se ha determinado que la abundante presencia de óxidos de Fe favorece la estabilización del carbono orgánico, el cual llega a representar entre el 50% y el 70% del carbono orgánico disuelto estabilizado (Jardine *et al.*, 1998). Además, pueden formar complejos órgano-Fe muy estables a través de la interacción con la caolinita (Wiseman y Pützmán, 2006), los cuales incrementan su reactividad debido al bajo pH (Lützow *et al.*, 2006).

Existen pocos trabajos en Acrisoles en los bosques templados de México, cuya vegetación está asociada a bosques mixtos de pino-encino, en los cuales se ha determinado la concentración de C (Cuadro 1). Comparativamente con otros grupos de suelos, los Acrisoles presentan los valores más elevados en concentración y contenido de C en los primeros 10 cm de profundidad (Cuadro 1). De acuerdo a los datos de respiración basal se puede sugerir que la materia orgánica puede estar en formas estables, debido a que la tasa de producción de CO₂ es de las más bajas reportadas en los estudios de suelos de bosques templados (Cuadro 1). Los Acrisoles de bosques templados son intensamente deforestados para cambio de uso de forestal a agrícola, los cuales son rápidamente abandonados y debido a sus características morfológicas son muy susceptibles a la erosión intensa si la cubierta

Cuadro 1. Estudios de almacenamientos y dinámicas del Carbono en diferentes tipos de suelos y bosques templados. Observe las diferentes profundidades a las que se han llevado a cabo estos estudios.

Grupo de suelo	H	P	PP	Cobertura	Carbono		Cociente	Emisión de CO ₂		COD	Cmic	Referencia
					Concentración	Contenido		mg CO ₂ g ⁻² h<1	mg g ⁻¹			
Acrisol húmico		cm	mm		%	Mg ha ⁻¹	C:N	mg CO ₂ g ⁻² h<1	mg g ⁻¹		mg Cmic g ⁻¹	
Acrisol húmico		0-5	807	Bosque de pino-encino	18.95	115		46.1			1832	Saynes <i>et al.</i> , 2012
Acrisol húmico		0-5	1221	Bosque de pino-encino	13.54	116		31.5			1807	Saynes <i>et al.</i> , 2014
Acrisol profundo		0-10		Bosque de pino-encino	4.20							Torres, 2010 ¹
Acrisol profundo		0-10		Bosque de pino-encino	11.7							Torres, 2010 ¹
Cambisol epiléptico		0-10		Bosque de pino-encino	2.9							Baez <i>et al.</i> , 2012
Phaeozem	L	-	730	Bosque de encino		6						
		0-20				163						
Phaeozem		0-20		Bosque de pino-oyamel		146						Cruz y Etchevers, 2011
		0-5				12						Ordoñez <i>et al.</i> , 2011
Phaeozem háplico		5-15		Bosque oyamel		15						
		15-30				9						
Phaeozem gleyco		0-5		Bosque oyamel		10						
		5-15				14						
		15-30				10						
Phaeozem háplico		5-15		Bosque oyamel		29						
		15-30				48						
Phaeozem háplico		0-10		Bosque de encino	11.4		17					Gómez-Luna <i>et al.</i> , 2010
Phaeozem luvico		-5-0	1200			32						Gómez-Díaz <i>et al.</i> , 2012
		0-30				94						
Leptosol paralítico		0-10		Bosque de pino-encino	12							Torres, 2010 ¹
Luvisol		0-20		Bosque de pino-oyamel		157						Cruz y Etchevers, 2011
Luvisol háplico		0-10		Bosque de pino	3.2							Rivera, 2010 ²
Luvisol profundo		0-10		Bosque de pino-encino	9.5							Torres, 2010 ¹
Luvisol crómico		0-10	1200	Bosque de encino	6.85		14	131	182		601	Chávez-Vergara <i>et al.</i> , 2015
	L	+7-0	850	Bosque de pino-encino	50.53	4	47					Gueye <i>et al.</i> , 2012
	Of	0-4			37.69	27	29					
Umbrisol fólico cámbico	Ah1	4-27			11.93	114	29					
	Ah2	27-56			5.47	112	24					
	Bw	56-80			2.85	89	24					
	Cw	80-100			-							

H = horizonte; P = profundidad; PP = precipitación pluvial.

¹ Torres, E. 2010. Estudio edafológico de un sector de la Sierra Negra del estado de Puebla. Tesis de Maestro en Ciencias (Edafología) Facultad de Ciencias, UNAM. México, D. F. 138 p.² Rivera, G. 2010. Relación suelo-planta en tres coberturas vegetales del municipio de Putla Villa de Guerrero, Oaxaca. Tesis para obtener el grado de Bióloga FES Zaragoza UNAM. 113 p.

vegetal es removida (Gómez-Romero *et al.*, 2012), con lo cual el riesgo de pérdida de C de estos suelos es alto.

Phaeozems. Son suelos con un marcado horizonte superficial rico en C orgánico y se caracterizan por tener una alta saturación de bases en todo el perfil, presentan pH en el rango de 5-7, por lo cual el perfil característico es AhC o bien AhBC (Spaargaren, 2008b). Estos suelos se desarrollan en condiciones húmedas y subhúmedas, con marcada estacionalidad de la lluvia, las cuales favorecen la acumulación de sustancias húmicas en el horizonte superficial (Krasilnikov *et al.*, 2013), como respuesta a la elevada incorporación de residuos vegetales y la elevada actividad microbiana en época de lluvias, pero a su disminución en época seca. De acuerdo a los estudios revisados en el presente trabajo, existe una gran variedad de coberturas vegetales sobre estos suelos, las cuales incluyen: bosques de mixtos de pino-encino, bosques de pino-oyamel y bosques de oyamel y bosques de encinos (Cuadro 1).

Aunque estos suelos presentan una elevada acumulación de materia orgánica, los valores de contenido de C orgánico reportados son muy variables, y aunque no son concluyentes debido a la reducida disponibilidad de datos, esto puede estar asociado al tipo de cobertura vegetal. Lo que pudimos observar es que los suelos cubiertos por especies latifoliadas (encinos) presenta el mayor contenido de C orgánico, seguido por los bosques mixtos y los bosques de oyamel con los valores más bajos (Cuadro 1). Lo anterior puede estar asociado con las diferencias en las tasas de descomposición e incorporación de compuestos orgánicos a través de la percolación desde el mantillo (Lützow *et al.*, 2006). En bosques de *Quercus rugosa* de Michoacán desarrollados sobre Phaeozems, se ha reportado una concentración de C del suelo de 114 g k⁻¹ en una profundidad de 0-15 cm (Gómez-Luna *et al.*, 2009). Sin embargo, no hay información sobre el almacenamiento de COS.

De acuerdo a las características edáficas de los Phaeozems, los procesos que pueden favorecer la permanencia del C orgánico son la preservación selectiva de compuestos aromáticos y alifáticos, la re-síntesis microbiana de compuestos orgánicos, y la formación de compuestos órgano-minerales asociados a cationes polivalentes (p. ej.: Ca²⁺) y en interacción con arcillas en los horizontes sub-superficiales. Como en otros grupos de suelos en bosques templados de México no existen estudios que evalúen la importancia de los procesos que favorecen la permanencia del C orgánico, lo cual es un campo de oportunidad para

el estudio del ciclo del C en ecosistemas templados.

Andosoles. Entre los factores formadores del suelo, el material parental y el clima son los principales determinantes de las características químicas y físicas de los Andosoles (Shoji *et al.*, 1993). La ceniza volcánica, material parental que da origen a estos suelos, está predominantemente constituida por vidrio volcánico, el cual se intemperiza muy fácilmente dando lugar a la formación de minerales secundarios no cristalinos o de bajo orden estructural. Varias de las propiedades de los Andosoles están relacionadas con la presencia de estos componentes de bajo orden estructural como el alofano, la imogolita, la ferrihidrita y los complejos Al/Fe-humus (Shoji *et al.*, 1993). Particularmente, se ha observado que en suelos volcánicos las variables mineralógicas permiten explicar el comportamiento del COS bajo diferentes usos y coberturas, debido a que es estabilizado mediante la formación de complejos Al-humus y la adsorción de MOS al alofano (Nanzzy *et al.*, 1993, Johnson-Maynard, 2002).

Se ha descrito una relación entre el régimen de humedad del suelo y los contenidos de C (Shoji *et al.*, 1993). Estudios de secuencias bioclimáticas evidencian menores contenidos de C bajo condiciones xéricas (Cuadro 2). Por ejemplo, Broquen *et al.* (2005) registraron una diferencia del 66% en el COS en Andosoles xéricos con respecto a los desarrollados bajo regímenes údicos. Asimismo, diferencias en las relaciones C/N del suelo sugieren que la tasa de mineralización del COS es superior en condiciones xéricas (Broquen *et al.*, 2005). Bajo el mismo tipo de cobertura (p. ej.: cultivo), Campos *et al.* (2001) registraron concentraciones de C muy superiores en condiciones údicas en comparación con las encontradas en regímenes xéricos (Cuadro 2).

En ambientes húmedos y fríos, se plantea que la MOS puede jugar un papel antialofánico (Shoji *et al.*, 1993). La complejización con la MOS limita la disponibilidad de Al restringiendo la formación de alofano e imogolita (Shoji *et al.*, 1993). Se ha señalado que los Andosoles no alofánicos, donde el Al y el Fe forman complejos con el humus, acumulan más C que los alofánicos, aquellos donde las formas activas del Al y el Fe son el alofano, la imogolita y la ferrihidrita (Nanzzy *et al.*, 1993; Aran *et al.*, 2001; Nishiyama *et al.*, 2001). Sin embargo, también se ha observado la tendencia opuesta, en la cual los Andosoles alofánicos presentan almacenes mayores de C en comparación con los no alofánicos (Cuadro 2).

Cuadro 2. Estudios de secuencias bioclimáticas y estudios comparativos entre Andosoles alofánicos y no alofánicos.

Tipo de suelo [†]	Profundidad	Regimen de humedad	Cobertura	C	Alp	Alo	Alp/Alo	Referencia
	cm			g kg ⁻¹	- - - - % - - - -			
Secuencias bioclimáticas								
NA	0-10	Perúdicico	Bosque	129.0	1.81	1.82	0.99	Campos <i>et al.</i> , 2001
NA	0-55	Perúdicico	Bosque	89.3	2.14	3.16	0.68	
A	0-2	Údicico	Pastizal	67.3	1.17	2.59	0.45	
NA	0-45	Údicico	Cultivo	93.0	1.84	2.22	0.83	
A	0-12	Xéricico	Cultivo	19.8	0.43	2.65	0.16	
NA	0-30	Údicico	Bosque	73.0	3.8	7.2	0.53	Broquen <i>et al.</i> , 2005
A	0-30	Údicico	Bosque	46.0	2.3	7.1	0.32	
A	0-13	Xéricico	Estepa	16.0	0.6	4.2	0.14	
Estudios comparativos entre andosoles no alofánicos y alofánicos								
A	0-20	Údicico	Pastizal	83.0	0.86	3.4	0.25	Percival <i>et al.</i> , 2000
NA	0-20	Údicico	Pastizal	51.0	0.43	0.86	0.5	
A	0-20	-	-	37.9	-	-	-	Nishiyama <i>et al.</i> , 2001
A	0-20	-	-	64.5	-	-	-	
A	0-20	-	-	76.1	-	-	-	
NA	0-20	-	-	104.0	-	-	-	
NA	0-20	-	-	154.0	-	-	-	
A	0-30	Údicico	Bosque	143.0	1.6	2.7	0.7	Rodríguez <i>et al.</i> , 2006
NA	0-30	Údicico	Bosque	118.0	1.9	1.9	1.2	

[†] Tipo de suelo: A=alofánico (Alp/Alo < 0.5); NA=no alofánico (Alp/Alo > 0.5; Shoji *et al.*, 1993).

En el caso de Rodríguez *et al.* (2006) no se siguió el criterio anterior, se mantuvo la clasificación de los autores.

Además de la protección química mencionada, particularmente en los Andosoles, la protección física juega un papel importante en la acumulación de la MOS. En general, la relación entre la MOS y la agregación es recíproca, ya que la formación y estabilización de agregados está mediada en gran parte por la MOS y a su vez, dicha incorporación de la MOS a los agregados del suelo, la protege de la descomposición (Six *et al.*, 2002). La presencia de altos contenidos de MOS y minerales de bajo orden estructural en los Andosoles da lugar a una fuerte agregación del suelo (Ulery, 2002). Evidencia de esta protección física de la MOS es el incremento en las tasas de mineralización potencial luego del rompimiento de agregados (Gijman y Sanz, 1998) y la correlación negativa entre la tasa de mineralización constante (tasa de mineralización: C total) y la estabilidad de agregados (Huygens *et al.*, 2005). Es claro que la relación entre variables mineralógicas y el clima determina los almacenes de C en Andosoles, sin embargo, es necesario entender la interacción de estos dos factores con otros controladores de la dinámica de

C en estos suelos como la productividad tanto aérea y subterránea del sistema y la actividad microbiana.

Almacenes de Carbono en Suelos de Bosques Templados

Los Andosoles presentan una importante acumulación de COS (310 Mg ha⁻¹; Cuadro 3), la cual se ha explicado por la estabilización de la MOS con la formación de complejos órgano-metálicos y órgano-minerales (Nanzzyo *et al.*, 1993; Johnson-Maynard, 2002). Esta estabilización de la MOS la hace altamente resistente a la descomposición, de forma que el tiempo medio de residencia de C es muy alto y la tasa de circulación muy baja. Los Andosoles presentan, después de los Histosoles, las mayores concentraciones de C (Cuadro 3), por lo cual tienen un alto potencial para secuestrar C. Por otro lado, el efecto del UTCUTS es menor sobre el CO almacenado en Andosoles, por lo cual también se plantea que pueden ser aprovechados de una forma sostenible desde el punto de vista de conservación de COS (Parfitt *et al.*, 1997).

Cuadro 3. Concentración y almacenes de Carbono (C) en los suelos del mundo.

Orden [†]	Carbono	Área	Almacén de C
	Mg ha ⁻¹	1000 km ²	Pg
Histosoles	2050	1745	357
Andisoles	310	2552	78
Spodosoles	140	4878	71
Mollisoles	130	5480	72
Vertisoles	60	3287	19
Ultisoles	90	11 330	105
Alfisolos	70	18 283	127
Oxisoles	100	11 772	119
Aridisoles	30	31 743	110
Inceptisoles	160	21 580	352
Entisoles	100	14 921	148
Otros	20	7644	18

[†] Clasificación según la US Soil Taxonomy. Fuente: Eswaran *et al.*, 1993.

En suelos de origen volcánico, la edad de la superficie es un factor determinante de la capacidad de almacenamiento de C (Peña-Ramírez *et al.*, 2009). En bosques de pino y oyamel localizados en el campo volcánico de la Sierra del Chichinutzin estos autores encontraron, bajo un régimen ústico, que los Andosoles de edades entre 8000 y 10 000 años antes del presente (A.P.) tenían una acumulación de C orgánico total en el solum de entre 370 y 540 Mg ha⁻¹, respectivamente. A lo largo de la cronosecuencia, con Leptosoles, Regosoles y Andosoles de entre 1835 hasta 10 000 años de edad, estimaron una tasa de incremento de carbono de 40 Mg ha⁻¹ cada 1000 años, sugiriendo que alrededor del 61% de la variabilidad del C se relaciona con la edad del suelo (Peña-Ramírez *et al.*, 2009) (Figura 6). Además encontraron una relación positiva entre la concentración de C y la concentración de aluminio extractable con pirofosfato (Al_p), el cual corresponde al aluminio asociado a los complejos humus-aluminio (Figura 7). De hecho, se estimó una tasa de incremento de 14% de C por cada unidad porcentual de Al_p. El modelo explica el 49% de la variabilidad de la concentración de C teniendo al Al_p como estimador. Por otra parte, en los horizontes A superficiales la concentración de C muestra una tendencia a relacionarse inversamente con el Al asociado al alofano (Al_o-Al_p), mientras que en los horizontes B sub-superficiales existe una relación lineal positiva entre la concentración de C y el alofano,

estimado tanto a través de la diferencia Al_o-Al_p, como a través de las concentraciones de sílice extractable con oxalato (Si_o) (Figura 7).

De forma similar, el C de los horizontes A superficiales muestra una relación positiva, aunque débil, con la concentración de arcilla (Peña-Ramírez *et al.*, 2009) (Figura 7). A lo largo de la cronosecuencia el C aumenta, y es particularmente abundante en los Andosoles con propiedades ándicas, llegando a su máximo en el sitio Cuauhtzin (8000 años A.P., 540 Mg ha⁻¹). La cantidad de C en este sitio es similar a la reportada por Torn *et al.* (1997) en el archipiélago de Hawaii, 600 Mg ha⁻¹ (150 000 años A.P.). Sin embargo, el tiempo en el que se alcanza la máxima acumulación de C en Hawaii es mucho menor. Probablemente el clima más seco de los alrededores de la Cuenca de México acelere la mineralización de una parte de la materia orgánica, disminuyendo la permanencia de los horizontes orgánicos (Peña-Ramírez *et al.*, 2009). A diferencia del trabajo de Torn *et al.* (1997), en los suelos de la cronosecuencia de la Sierra Chichinutzin la estabilización de la materia

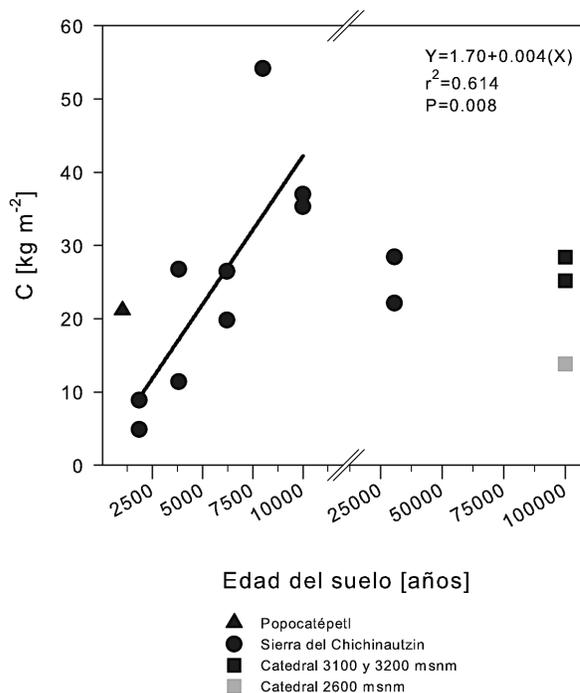


Figura 6. Acumulación total de C orgánico en suelos de la Faja Volcánica Transmexicana, analizados en función del tiempo y agrupando los suelos según su origen (Popocatépetl, Sierra Chichinutzin y La Catedral). Los datos de la Sierra del Chichinutzin de 1835 a 10 000 años fueron ajustados a un modelo lineal. Fuente: Peña-Ramírez *et al.*, 2009.

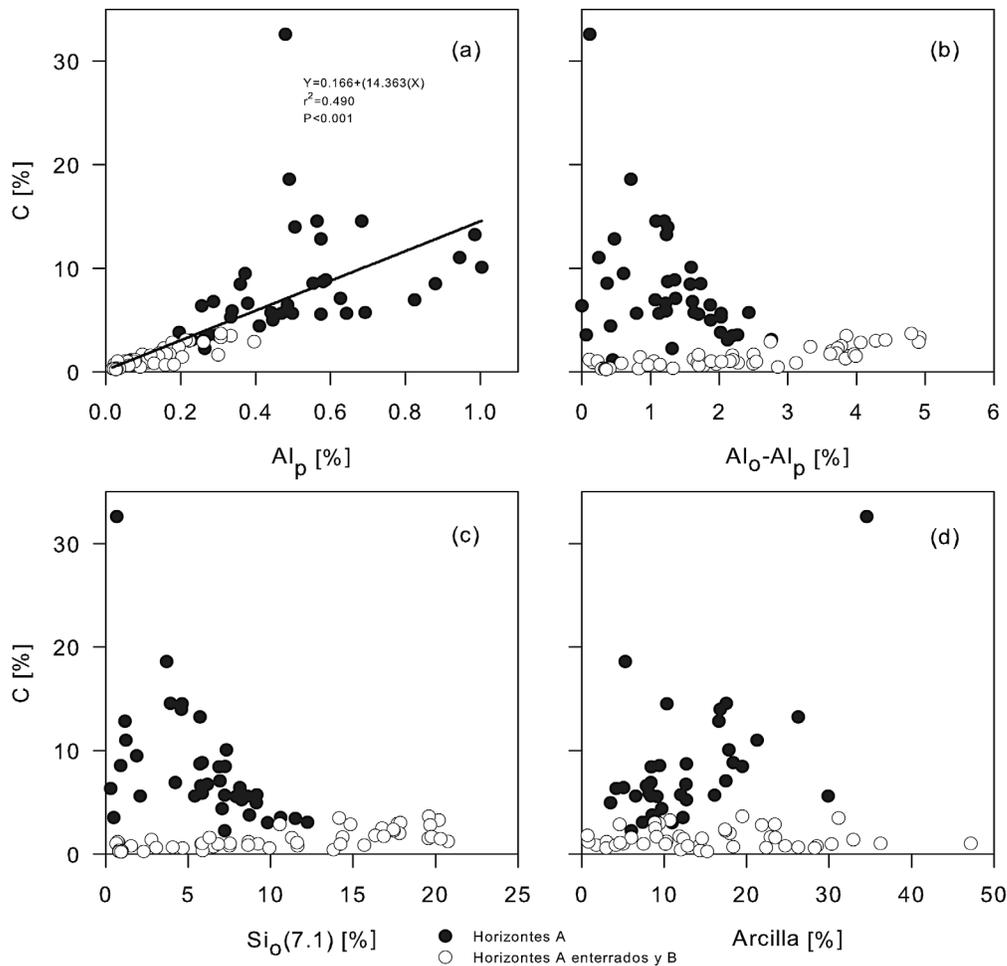


Figura 7. Comportamiento del C en función del Al_p (a), Al_o-Al_p (b), $Si_o(7.1)$ (c) y arcilla (d). Fuente Peña-Ramírez *et al.*, 2009.

orgánica se debe principalmente a la acumulación de complejos de sustancias húmicas con aluminio, como lo demuestra la relación positiva entre la acumulación de C y el Al_p . En el centro de la Faja Volcánica Transmexicana la relación entre el C y los minerales de bajo orden estructural y las arcillas cristalinas, no resultó estadísticamente significativa (Figura 7) (Peña-Ramírez *et al.*, 2009).

En la región del Cofre de Perote, Gamboa y Galicia (2011, 2012) reportan que a escala de paisaje la variabilidad de la concentración del C en los horizontes A está relacionada con propiedades físico-químicas, como el radio binomio (Al_p/Al_o), la concentración Al-humus (Al_p), la densidad aparente y el pH. La formación de complejos Al-humus es el principal controlador de la estabilización de C en horizontes superficiales y su importancia disminuye con el decremento de C con

la profundidad. En los horizontes B la concentración de minerales de bajo orden estructural como el alofano es el principal controlador de la estabilización de C. Estos dos controladores principales interactúan con la densidad aparente y el pH en todos los horizontes, de tal forma que mayores densidades aparentes, así como condiciones menos ácidas determinan menores concentraciones de C.

Cruz-Flores *et al.* (1998) reportan que el promedio de C acumulado en los Andosoles de México es similar a lo reportado para Andosoles a nivel mundial (306 Mg ha^{-1} a 100 cm de profundidad) (Eswaran *et al.*, 1993). Sin embargo, suelos de 8000 años entre 2000 y 2600 m en la comunidad indígena de San Juan Nuevo en el estado de Michoacán, contienen 50% menos C (entre 110 y 150 Mg ha^{-1}) que los suelos de edad similar de la Sierra del Chichinautzin localizados a 3100 m

(Peña-Ramírez *et al.*, 2009). Miehlich (1980) reporta una menor acumulación de C en los suelos de la Sierra Nevada desarrollados sobre depósitos de ceniza y pómez con edades entre 5000 y 10 000 años y altitudes entre 2750 y 3100.

En el Cofre de Perote, Campos (2002)³ ha reportado que la concentración de COS decrece con la altitud. En los bosques de coníferas localizados en las partes altas (2500 msnm) la concentración es de 26 g kg⁻¹, mientras que en las partes bajas (1650 msnm) con cultivo de papas aumenta a 60 g kg⁻¹. En esta altitud se ha estimado que el potencial de almacenamiento de C es de 426 Mg ha⁻¹ a una profundidad de 1 m en Andosoles. En la reserva de la Mariposa Monarca, Pérez-Ramírez *et al.* (2014) reporta que el promedio en el contenido de COS en suelos de los rodales de *Abies* conservado tienen en promedio 153 Mg C·ha⁻¹, mientras que los rodales aprovechados y perturbados tienen 95 y 125 Mg C·ha⁻¹, respectivamente, pero con una alta variación espacial. Asimismo, reporta que el promedio de COS en bosques conservados de pino-encino es de 103 Mg C·ha⁻¹, mientras que los rodales aprovechados y perturbados tienen 39 y 13 Mg C·ha⁻¹, respectivamente. Sin embargo, cabe señalar que los bosques conservados almacenan entre 40-80% del COS en los horizontes A del suelo.

Cruz-Flores y Etchevers, (2011a) reportan que en las reservas de la biosfera El Cielo y Sierra de Manantlán, los suelos forestales con *Pinus rudis* y *Abies vejarii* y formados sobre rocas sedimentarias y metamórficas tuvieron mayores contenidos de COS (147 Mg ha⁻¹), comparados con los Andosoles y Leptosoles derivados de rocas ígneas en diversas áreas naturales protegidas del centro del país (83.5 Mg C ha⁻¹). En suelos derivados de roca sedimentaria y complejos metamórficos, la mayor acumulación de carbono orgánico puede ser consecuencia del CaCO₃ presente en rocas. El contenido promedio general de CO de suelos cubiertos por especies del género *Pinus* fue menor al encontrado en suelos cubiertos por *Abies* debido a que el sotobosque de estos últimos está conformado por estratos herbáceos y arbustivos que son poco frecuentes bajo la cobertura arbórea de los bosques de pino, lo cual puede contribuir a una mayor entrada de materia orgánica. El efecto que los géneros o especies tuvieron sobre el COS fue el siguiente: en el género *Abies*: *A. vejarii* tuvo mayor COS (131 Mg ha⁻¹) que *A. religiosa* (92 Mg ha⁻¹). Los bosques de pinos presentaron una alta variabilidad en

el COS: *P. ayacahuite* var. *oaxacana* (21 Mg ha⁻¹) y *P. montezumae* (71 Mg ha⁻¹) en relación al suelo bajo *P. rudis* (180 Mg ha⁻¹), sugiriendo que las especies juegan un papel central en el COS, sin embargo, no se conocen los procesos que determinan la acumulación de C en el suelo (Cruz y Etchevers, 2011b).

Vela *et al.* (2012), reportan el COS para los bosques de coníferas y encinos del área de conservación de la Ciudad de México, el cual tiene una alta variación espacial dependiendo del tipo de suelo y el relieve. Por ejemplo, en los Phaeozems y zonas planas con coberturas de *Quercus* spp., el COS es de 150 Mg C ha⁻¹; o en suelos Regosol éutrico, Leptosol lítico y con cobertura de *P. montezumae*, *P. patula*, *P. ayacahuite*, el COS oscila entre 50-100 Mg C ha⁻¹. Finalmente, en suelos Phaeozems háplicos y Leptosoles, que se encuentran en las planicies aluviales intermontanas de los volcanes Tulmiac y Cuautzin los valores de COS < 50 Mg ha⁻¹. En cuanto al tipo de vegetación, el bosque de *A. religiosa* presentó el nivel más alto de COS con 145.6 Mg ha⁻¹, el bosque de *Quercus* spp., con 121.3 Mg ha⁻¹ y el bosque de *Pinus* spp., con 119.4 Mg ha⁻¹.

Acevedo-Sandoval *et al.* (2014) en un estudio en Alisoles del municipio de Acaxochitlán, Hidalgo, México establece que la concentración de materia orgánica del suelo (MOS) bajo bosques de *P. patula* fue de 13.2%, mientras que bajo *P. teocote* fue de 16.3%, y de 3.2% bajo *Quercus* spp. Asimismo, el porcentaje de MOS decrece con la profundidad del suelo hasta llegar a valores considerados como muy pobres (0.15%).

Saynes (2012)⁴ reporta diferentes almacenes de COS para los bosques templados bajo diferentes tipos de suelos, por ejemplo para Acrisoles en Ixtlán de Juárez, Oaxaca (116-153 Mg ha⁻¹); Luvisoles en Oaxaca (133 Mg ha⁻¹), Andosoles en Nuevo San Juan, Michoacán (42-189 Mg ha⁻¹), Andosoles en Hidalgo, México (66-85 Mg ha⁻¹), en Regosol/Phaeozem en la Sierra de Manantlán en Jalisco (146 Mg C ha⁻¹) en Andosoles en Perote, Veracruz (52-76 Mg ha⁻¹), las concentraciones cambiaron no sólo en función del tipo de suelo, también influyeron los patrones de precipitación y temperatura y el estado sucesional. La mayor parte de la masa del suelo se distribuyó en las fracciones: mineral pesada (31-40%) y fracción fina (65-83%), mientras que la materia orgánica particulada (MOP) representó del 2 al 8%. Estos resultados son similares a otros reportados en bosques templados con una contribución de la MOP del 2 al 6% (Balesdent

³ Campos, A. 2002. Diagnóstico de la degradación de suelos de origen volcánico, región Cofre de Perote. Tesis Doctorado. Colegio de Postgraduados. Montecillo, Estado de México, México.

⁴ Saynes, S. V. 2012. ¿El aprovechamiento forestal mejora el secuestro del carbono en el suelo de bosques templados? Tesis Doctorado en Ciencias Biológicas (Biología Ambiental), Universidad Nacional Autónoma de México, México D. F.

et al., 1998) y del 97% en las fracciones minerales (Sarkhot *et al.*, 2008). Aunque la MOP representó una parte minoritaria de la masa del suelo, su concentración de C fue más alta (370-490 mg g⁻¹ suelo) que la de las fracciones mineral pesada y ligera (61 -120 mg g⁻¹ de suelo); éste también ha sido un patrón consistente en varias investigaciones.

Los contenidos de COS del suelo de bosques templados mexicanos oscilan ampliamente entre los tipos de suelo (Leptosoles 60 Mg ha⁻¹ contra Andosoles 559 Mg ha⁻¹; Cuadro 4); la identidad de la especie vegetal dominante (*Abies* 160 Mg ha⁻¹ contra *P. montezumae* 280 Mg ha⁻¹; (Cuadro 4) el estadio sucesional y la edad del suelo (Cuadro 4), entre otros factores. Sin embargo, la heterogeneidad de los almacenes (suelo mineral total, en diferentes profundidades y fracciones, etc.) y a la poca disponibilidad de datos que caracterizan a los suelos y los respectivos sitios (altitud, clima, material parental, edad de la superficie, etc.), impide analizar los factores determinantes de la capacidad de captura de carbono. Urge una estrategia nacional para estandarizar la información puntual. También es claro que los Andosoles son los suelos mejor caracterizados en cuanto el potencial de almacenamiento de COS y los procesos de estabilización de la materia orgánica en relación a los otros seis tipos de suelos dominantes bajo las coberturas de bosques templados.

Efecto del Cambio de Uso sobre el COS en Suelos de Bosques Templados

Los cambios en el COS y los flujos de C son el resultado de cambios locales, los cuales son generados por las actividades humanas como el uso y manejo del suelo, los incendios, la regeneración, la sustitución de especies, entre otros (Cuadros 5 y 6). El cambio de uso del suelo es uno de principales emisores de CO₂ por deforestación (Detwiller y Hall, 1988), siendo ésta la segunda causa de emisión de CO₂ a la atmósfera (12.9 y 54.1 Mg C año⁻¹ por deforestación de bosques templados y tropicales, respectivamente) (Maser *et al.*, 1997). Recientemente, de Jong *et al.* (2010) estimaron que las emisiones netas de C del suelo en los bosques son de 23.7 Mg C año⁻¹ para el período 1993-2002, sin embargo, los mayores flujos de emisiones UTCUTS se han producido sobre todo en el sur de México. Por otro lado, es bien conocido que las actividades antrópicas (cambios de cobertura, cambios de uso de suelo y tipos de manejo) generan gradientes ambientales y espaciales

complejos, lo cual dificulta realizar estimaciones regionales precisas de acumulación de C (Powers y Veldkamp, 2005).

Los efectos de la conversión de bosques a otros usos/coberturas sobre el COS han sido revisados por varios autores (Guo y Gifford, 2002; Murty *et al.*, 2002). Los análisis de las tasas de deforestación de dichos ecosistemas no han sido constantes ni homogéneos en el espacio ni en el tiempo, como consecuencia existe una marcada heterogeneidad espacial en los almacenes de C en el suelo y sus flujos a escala regional y paisajística, aspectos que han sido evaluados aisladamente. En general, la conversión a la agricultura causa disminución de los almacenes de COS (promedio de cambio: -22%; Murty *et al.*, 2002). Esto se ha explicado por el incremento en la tasa de descomposición de la MOS, la modificación de la cantidad y calidad de los residuos, cambios en la estructura del suelo, la fragmentación y redistribución de residuos, así como el aumento de procesos erosivos (Guo y Gifford, 2002; Murty *et al.*, 2002; Lal, 2004).

Específicamente en Andosoles, este tipo de cambio de uso del suelo ha sido poco estudiado, registrándose únicamente tres casos en la presente revisión (Kawahigashi *et al.*, 2003; Lemenih *et al.*, 2005; Campos, 2006). En conjunto, las respuestas del COS no evidencian una tendencia como se ha observado en otros suelos (Guo y Gifford, 2002). Mientras Kawahigashi *et al.* (2003) no observaron cambios en el C orgánico en el suelo superficial luego de la conversión de bosques deciduos, Campos (2006) registró una disminución del COS asociada a un incremento significativo de los flujos de CO₂. Lemenih *et al.* (2005), quienes estudiaron una cronosecuencia de uso agrícola, registraron una disminución de los almacenes de COS en los primeros 10 cm de profundidad luego de 10 años de uso. Aunque los resultados de Kawahigashi *et al.* (2003) y Lemenih *et al.* (2005) muestran tendencias diferentes, sugieren que el efecto del uso agrícola depende de la profundidad del perfil del suelo (Cuadro 4). Lemenih *et al.* 2005 registró incrementos importantes de 10-20 cm de profundidad, los cuales compensaron en gran medida las pérdidas superficiales de C orgánico. Contrariamente y a pesar de no registrar cambios en el suelo superficial, Kawahigashi *et al.* (2003) observaron en horizontes más profundos una disminución importante del almacén de C orgánico, lo cual condujo a una pérdida significativa en el almacén total (Cuadro 5).

Cuadro 4. Almacenes de carbono en diferentes tipos de suelos cubiertos por bosques de pino y oyamel en el centro de la Faja Volcánica Transmexicana. El clima que prevalece en estos sitios es Cw con abundantes lluvias en verano (precipitación 1000-1200 mm; temperatura 10-14°C), régimen ústico e isomésico, excepto el sitio Catedral Ph, ubicado en un clima más cálido y seco (Peña-Ramírez *et al.*, 2015).

Tipo de suelo	Localidad	Horizonte	Profundidad	Ped	DA	C	C/N	C	Especie dominante	Evidencia de perturbación
Edad			Dm	%	g cm ⁻³	%		Mg ha ⁻¹		
Leptosol hiperesquelético mólico (1835 años AP.)	Chichinautzin P	L	+(7.1-3)		0.02	47.4	44.8	3.1	<i>Pinus montezumae</i>	Remoción de roca
		Of	+(3-0)		0.11	44.1	31.1	14.2		
		Ah1	0-6	40	0.56	32.6	14.6	65.7		
		Ah2	6-20	80	0.56	11.0	16.4	17.3		
		AC	20-35	90	0.56	6.9	16.1	5.8		
								106.1		
Leptosol hiperesquelético mólico (835 años AP.)	Chichinautzin A	L	+(4.5-1.8)		0.04	45.9	35.2	5.0	<i>Abies religiosa</i>	Remoción de roca
		Of	-(1.8-0)		0.09	39.6	23.8	6.5		
		Ah1	0-5	15	0.55	12.8	16.9	29.9		
		Ah2	5-20	80	0.55	8.5	21.4	14.0		
		AC	20-30/40	90	0.55	5.6	19.4	4.6		
								60.1		
Andosol vítrico mólico (1000 años AP.)	Popocatepetl P	L	+(5.9-2.6)		0.04	46.8	55.6	5.7	<i>Pinus montezumae</i>	Pastoreo e incendios superficiales
		Of	+(2.6-0)		0.18	34.6	34.0	16.3		
		Ah	0-9	0	0.85	6.4	13.5	48.7		
		AC	9-23	0	1.15	3.6	14.8	57.0		
		2C	23-37/46	0	1.12	2.3	14.6	48.3		
		3C	37/46-59	0	1.21	0.8	19.3	16.3		
		4AC	59-67	0	1.20	0.9	22.5	8.6		
		4C	67-85	0	1.25	0.4	20.0	9.0		
		5AC	85-97	0	1.20	1.2	19.9	17.2		
6C	97-114	0	1.39	0.3	13.5	6.4				
								233.6		
Andosol vítrico léptico mólico (3800 años AP.)	Guespalapa P1	L	+(7.2-4.6)		0.12	39.2	33.5	12.5	<i>Pinus montezumae</i>	Pastoreo e incendios superficiales
		Of	+(4.6-0)		0.09	42.0	31.9	16.8		
		Ah1	0-7	1	0.89	5.6	16.0	34.7		
		Ah2	7-27	1	0.84	4.4	16.0	72.8		
		AC	27-30/41	30	0.78	2.3	15.0	10.4		
								147.2		
Andosol vítrico mólico (3800 años AP.)	Guespalapa P2	L	+(6.8-2.3)		0.02	47.2	44.2	5.0	<i>Pinus montezumae</i>	Pastoreo e incendios superficiales
		Of	+(2.3-0)		0.11	32.4	26.6	7.9		
		Ah1	0-8	1	0.64	6.6	15.8	33.7		
		Ah2	8-35/46	1	0.73	5.9	15.9	137.5		
		Bw1	35/46-75	4	0.81	1.2	15.2	32.4		
		Bw2	75-108	6	0.88	1.0	15.6	27.7		

Tipo de suelo	Localidad	Horizonte	Profundidad	Ped	DA	C	C/N	C	Especie dominante	Evidencia de perturbación
Edad			Dm	%	g cm ⁻³	%		Mg ha ⁻¹		
		BC	106-116/140	6	0.87	0.6	15.0	9.8		
		Cw1	116/140-160/170		0.73	0.2	9.5	5.1		
		Cw2	160/170-260		0.72	0.1	7.0	4.8		
		2Bw	260-285	0	0.89	0.7	14.6	16.3		
								280.3		
Andosol silándico mólico (6200 años AP.)	Tlálóc P	L	+(6.1-1.8)		0.02	45.7	56.3	4.3	<i>Pinus montezumae</i>	Pastoreo e incendios superficiales
		Of	+(1.8-0)		0.15	41.4	35.1	11.3		
		Ah	0-7/10	0	0.44	8.7	18.5	32.6		
		2AB	7/10-29/32	0	0.51	5.6	16.1	62.7		
		2Bw	29/32-50	0	0.47	3.5	14.2	31.7		
		3Bw	50-68	0	0.50	3.3	13.7	29.4		
		4Bw	68-95	1	0.62	2.9	14.4	47.5		
		5Ah	95-108	0	0.60	3.7	19.3	28.4		
		5C1	108-120	0	0.79	1.7	17.0	16.2		
		5C2	120-134	0	0.78	0.6	14.5	6.3		
		6AC	134-142		0.77	1.7	13.8	10.2		
								280.4		
Andosol silándico mólico (6200 años AP.)	Tlálóc A	L	+(7.8-3.8)		0.06	44.1	31.4	11.2	<i>Abies religiosa</i>	Pastoreo e incendios superficiales
		Of	+(3.8-0)		0.12	41.7	27.0	18.3		
		Ah	0-7	1	0.51	14.0	16.3	49.1		
		AB	7-22/25	1	0.66	3.1	14.0	33.2		
		Bw1	22/25-35	0	0.55	3.0	14.1	18.8		
		Bw2	35-55/61	0	0.56	3.0	14.5	39.4		
		2AB	55/61-80	0	0.68	2.5	14.7	37.5		
		2AC	80-93	0	0.78	2.0	14.4	20.4		
								227.7		
Andosol silándico mólico (8000 años AP.)	Cuauhtzin P	L	+(6.9-2.8)		0.04	44.6	45.0	8.1	<i>Pinus montezumae</i>	Incendios superficiales
		Of	+(2.8-0)		0.07	39.7	33.7	8.0		
		Ah	0-6/8	0	0.25	18.6	20.3	32.3		
		2Ah1	6/8-28/47	0	0.64	7.1	14.5	138.9		
		2Ah2	28/47-73/79	0	0.59	5.0	14.0	112.6		
		2AB	73/79-108/114	0	0.62	3.5	12.4	75.2		
		2Bw	108/114-125	0	0.60	2.3	11.4	19.1		
		3Bw	125-141	0	0.62	2.8	12.6	27.9		
		4Bw	141-190	0	0.76	2.4	15.0	89.4		
		5Bw	190-229	0	1.01	1.0	11.4	40.3		
		6C	229-260	0	1.08	0.2	5.5	5.5		
		7C	260-270	0	1.13	0.2	7.3	2.5		
								559.8		
Andosol silándico mólico (10 000 años AP.)	Pelado P1	L	+(9.4-4.1)		0.03	45.7	47.6	6.4	<i>Pinus montezumae</i>	Pocas evidencia de perturbación
		Of	+(4.1-1.4)		0.11	37.5	32.7	10.8		

Tipo de suelo	Localidad	Horizonte	Profundidad	Ped	DA	C	C/N	C	Especie dominante	Evidencia de perturbación
Edad			Dm	%	g cm ⁻³	%		Mg ha ⁻¹		
		Oh	-(1.4-0)		0.14	26.9	24.4	5.2		
		Ah1	0-8/13	0	0.45	14.5	18.2	68.2		
		Ah2	8/13-40/46	0	0.59	6.5	14.3	124.5		
		AB	40/46-68/82	0	0.65	3.6	12.7	74.0		
		Bw	68/82-120/132	0	0.73	1.8	12.1	67.7		
		2Bw	120/132-168	0	0.86	0.9	12.4	31.4		
		2BC	168-179	2	0.99	0.3	11.3	3.6		
		C	179-193/200	2	1.12	0.1	15.0	0.3		
								392.2		
Andosol silándico mólico (10 000 años AP.)	Pelado P2	L	+(8.3-4.6)		0.05	46.3	52.0	9.0	<i>Pinus montezumae</i>	Poca evidencia de perturbación
		Of	+(4.6-0)		0.10	34.6	28.4	15.6		
		Ah1	0-18/29	1	0.54	8.9	16.4	111.8		
		Ah2	18/29-70	1	0.64	5.3	14.6	154.1		
		Bw1	70-88	0	0.61	1.5	12.8	16.8		
		Bw2	88-137	0	0.71	1.3	12.7	44.4		
		2Bw	137-176.5	0	0.75	0.8	13.2	23.5		
		C	176.5-180	2	1.12	0.1	15.0	0.3		
								375.4		
Andosol silándico mólico (30 500 años AP.)	Malacatépetl P	L	+(9.8-3.8)		0.04	44.0	45.7	9.6	<i>Pinus montezumae</i>	Tala e incendios superficiales
		Of	+(3.8-0)		0.11	36.7	29.9	15.0		
		Ah1	0-9	0	0.62	6.8	17.4	37.9		
		Ah2	9-21	0	0.54	5.7	15.8	37.0		
		AB	21-42/48	0	0.59	3.1	13.9	43.5		
		2Bw	42/48-60	0	0.63	1.7	12.4	16.3		
		3Bw	60-84	0	0.63	1.7	13.2	26.0		
		4Bw1	84-95	0	0.71	1.5	13.7	11.7		
		4Bw2	95-137	0	0.78	0.9	14.7	28.9		
		4BC	137-145/152	0	0.81	0.4	11.0	4.1		
		5C1	145/152-174	0	1.1	0.2	9.0	5.0		
		5C2	174-282	0	1.26	0.0	3.0	4.1		
		6Bw	282-290	0	0.97	0.3	0.6	2.1		
		Rw	290-300	0	0.74	0.5	13.0	3.8		
								245.1		
Andosol silándico mólico (100 000 años AP.)	Catedral P	L	+(5.4-1.6)		0.02	47.5	57.0	3.8	<i>Pinus montezumae</i>	Tala y pastoreo
		Of	+(1.6-0)		0.05	42.0	36.5	3.6		
		Ah	0-8/10	0	0.52	13.2	14.2	61.6		
		2AB1	8/10-18	1	0.57	8.5	13.5	43.4		
		2AB2	18-37	1	0.62	5.6	14.1	65.8		
		3Bw1	37-51	1	0.78	1.4	11.8	15.3		
		3Bw2	51-76	1	0.97	0.8	11.4	19.2		
		4Bw	76-109/116	1	1.02	0.7	11.0	24.4		

Tipo de suelo	Localidad	Horizonte	Profundidad	Ped	DA	C	C/N	C	Especie dominante	Evidencia de perturbación
Edad			Dm	%	g cm ⁻³	%		Mg ha ⁻¹		
		5Bw	109/116-135	0	0.95	0.7	11.5	14.8		
		6Cw1	135-146	3	1.13	0.5	11.6	5.6		
		6Cw2	146-173	5	1.00	0.9	14.8	22.8		
		6Cw3	173-189		1.05	0.7	13.4	11.2		
								291.5		
Andosol silándico mólico (100 000 años AP.)	Catedral A	L	+(5.2-1.6)		0.02	42.3	25.1	2.8	<i>Abies religiosa</i>	Tala y pastoreo
		Of	+(1.6-0)		0.07	30.3	19.7	3.4		
		Ah1	0-9	0	0.56	14.6	16.4	74.0		
		Ah2	9-18	1	0.55	10.1	15.5	49.2		
		AB	18-35/41	1	0.52	5.7	14.3	59.0		
		Bw	35/41-62	1	0.6	2.9	13.8	41.6		
		BC	62-73	0	0.69	1.6	13.5	12.4		
		Cw1	73-86	5	0.74	0.9	13	8.3		
		Cw2	86-105	50	1.00	0.3	10.3	3.0		
		Cw3	105-120	10	1.07	0.3	10.7	4.6		
								258.3		
Phaeozem háplico (30 500 años AP.)	Malacatépetl A	L	+(6.4-2.1)		0.04	43.3	36.3	7.5	<i>Abies religiosa</i>	Tala e incendios superficiales
		Of	+(2.1-0)		0.14	38	33.3	10.7		
		Ah1	0-12	0	0.53	8.5	18.4	53.3		
		AB	12-24/47	1	0.72	3.8	16.4	62.8		
		2Bw1	24/47-45	0	0.85	1.6	14.5	12.9		
		2Bw2	45-71/75	0	0.92	1.1	16.1	29.2		
		2Bw3	71/75-108/118	0	0.81	1.0	14.1	32.1		
		2Bw4	108/118-150	1	0.97	0.8	13.3	28.3		
		3AB	150-180/187	30	0.85	1.0	14.7	20.6		
		3Bw	180/187-212	30	0.64	1.0	17.3	13.3		
		4Ah	212-260	30	0.67	1.0	24.8	22.2		
		4AC	260-293	30	0.68	0.6	20.3	9.6		
								302.6		
Lixisol cutánico (100 000 años AP.)	Catedral Ph	L	+(8.7-4.1)		0.02	48.2	52.8	4.2	<i>Pinus hartwegii</i>	Tala y pastoreo
		Of	+(4.1-0)		0.1	43.5	40.3	18.7		
		Ah	0-6	0	0.84	9.5	24.9	47.7		
		ABt(g)	6-20	0	1.15	1.1	14.1	18.1		
		Bt(g)	20-40	0	1.07	1	12.9	22.1		
		2Bt(g)1	40-70	0	1.22	0.4	7.8	14.3		
		2Bt(g)2	70-91	0	1.19	0.3	6.2	7.7		
		2Bt(g)3	91-114/115	0	1.19	0.3	7.3	8.1		
		2Bt(g)4	114/115-131	0	1.24	0.3	6.5	5.3		
		2Bt(g)5	131-150	0	1.23	0.3	6.5	6.1		
		2Bt(g)6	150-173	0	1.19	0.2	5.8	6.3		
		2Bt(g)7	173-183	0	1.18	0.2	5.3	2.5		
								161.2		

Ped = pedregosidad; DA = densidad aparente.

En el Cofre de Perote, Veracruz, se reporta que en los Andosoles silándicos la pérdida de C luego de la conversión de áreas forestales a la agricultura fue menor en comparación con los Andosoles vítricos del piedemonte noroccidental. Evidencia de esta menor vulnerabilidad a la transformación a la agricultura son la menor pérdida de COS superficial (0-10 cm) en los Andosoles silándicos en relación con el CT de referencia; en contraste con una disminución en Perote y la falta de cambios en la concentración de C en los horizontes subsuperficiales y profundos de los Andosoles silándicos de Los Pescados y El Conejo. Esta menor susceptibilidad del CT de Andosoles silándicos se relaciona con una mayor estabilización de la MOS debido a las altas concentraciones de complejos Al-humus y órgano minerales, en comparación con los Andosoles vítricos del piedemonte (Gamboa y Galicia, 2011).

En Michoacán, los bosques de *Q. rugosa* utilizados para la elaboración de carbón, disminuyen la concentración y la tasa de mineralización de C orgánico en los primeros centímetros, pasando de 114 a 55 g kg⁻¹ (Gómez-Luna *et al.*, 2009). En la temporada seca la actividad microbiana es inhibida, por lo que se acumula la MOS y no hay ningún flujo de mineralización de C. Por otra parte, las quemaduras redujeron la cantidad de CO₂ después de 28 días debido a que reduce la cantidad de materia orgánica del suelo y el sustrato de C para los microorganismos del suelo (Gómez-Luna *et al.*, 2009).

En Atécuaro Michoacán en suelos de tipo Cambisol y Andosol, el cambio de bosques de encinos (130 g C kg) a pastizales (48 g C kg) reduce el COS en un 63%. El cambio de uso de suelo tuvo un impacto negativo y significativo en el COS asociado a las fracciones arcillosa y limosa (Covaleda *et al.*, 2011). La MOP fue la fracción más sensible al cambio de uso del suelo, seguida por las fracciones de limos y arcillas que tenían menos C después de la conversión de bosques en tierras de cultivo y pastizales. La pérdida de cubierta forestal podría ser la razón de la disminución de la materia orgánica particulada (Covaleda *et al.*, 2011). Esto significa no sólo la pérdida del COS, sino de sus mecanismos de protección física.

En el suelo de conservación del Distrito Federal, México, el cambio de uso de suelo reduce el COS, por ejemplo los suelos bajo los bosques de *A. religiosa* contienen más COS (145 Mg ha⁻¹), que los que se han convertido a agricultura (46 Mg ha⁻¹) y pastizales (90 Mg ha⁻¹). En relación a la agricultura, los cultivos

que se siembran en surcos como el maíz generalmente retienen menos de la mitad de COS (39 Mg ha⁻¹), en comparación con los cultivos de cobertera, como la avena forrajera (49 Mg ha⁻¹), debido al manejo de residuos (Vela *et al.*, 2012). Esto significa que no sólo el cambio de uso de suelo, sino también el tipo de cultivo y las prácticas de manejo influyen en la pérdida de COS.

Otra de las trayectorias en la conversión de bosques es su transformación a pastizales y el posterior establecimiento de plantaciones forestales. Murty *et al.* (2002) reportan cambios en los almacenes de COS de -50% a + 160% por la conversión de zonas forestales a pastizales (Cuadro 5). Por su parte, Guo y Gifford (2002) concluyen que la conversión de bosque a pastizal causa un incremento del 8 % en los almacenes de C. En Andosoles se han observado tanto incrementos como reducciones en los contenidos de COS (Parfitt *et al.*, 2003; Huygens *et al.*, 2005; Campos, 2006) como respuesta a la conversión de bosques a pastizales (Ross *et al.*, 1999; Kawahigashi *et al.*, 2003) (Cuadro 4), mientras que la respuesta del COS ante la conversión de pastizales a plantaciones forestales disminuye en forma consistente (Ross *et al.*, 1999; Parfitt *et al.*, 2003; Huygens *et al.*, 2005). Esto último podría ser atribuido parcialmente a la degradación de la estructura del suelo y la consecuente pérdida de protección física de la MOS implicada en el establecimiento de las plantaciones. También se ha planteado que la implementación de un monocultivo forestal implica una disminución de los ingresos de C (Guo y Gifford, 2002). Por su parte, los pastizales mantienen una cobertura constante del suelo y tienen altas tasas de recambio y productividad, particularmente subterránea; como resultado de esto tiene lugar una intensa formación de MOS estable (Brown y Lugo, 1990; Huygens *et al.*, 2005).

Efecto del Cambio de Uso sobre la Fracción Biológicamente Activa en Suelos de Bosques Templados

Los cambios de uso del suelo pueden influir negativamente en la concentración de las fracciones orgánicas lábiles (p. ej.: materia orgánica disuelta, materia orgánica particulada, biomasa microbiana) y en la formación de moléculas estables (p. ej.: interacciones órgano-minerales, productos de resíntesis microbiana), las cuales influyen positivamente en el secuestro de carbono. Rees *et al.* (2005), sugieren que el tipo de

Cuadro 5. Almacenes de Carbono (Mg ha⁻¹) y cambios derivados del UTCUTS en Andosoles.

Profundidad	Cobertura original	PP	Bosque	Pastizal	Edad	Cambio	Agricultura	Edad	Cambio	Plantación	Edad	Cambio	Referencia	
cm		mm año ⁻¹	- - Mg C ha ⁻¹ - -		años	%	Mg C ha ⁻¹	años	%	Mg C ha ⁻¹	años	%		
0-10	Bosque mesófilo	1500	63	62	42	-2				43	16	-31	Ross <i>et al.</i> , 1999	
10-20			48	40		-17				29		-28		
Total				111	102		-8				72		-29	
0-10	Bosque de <i>Notofagus</i>		35	56	70	60				36	22	-36	Parfitt <i>et al.</i> , 2003	
0-10		1600	58	67	50-100	16				43	16	-36	Huygens <i>et al.</i> , 2005	
10-20				40	48		20			33		-31		
20-30				34	58		71			24		-59		
Total				132	173		31			100		-42		
0-25			3459		62	20					99	20	60	López-Ulloa <i>et al.</i> , 2005
0-25			3485		74	18					104	16	41	
0-25			4860		89	13					83	21	-7	
0-25			4038		80	15					95	15	19	
0-25			2310		90	3					116	15	29	
0-25		2798		129	6					108	15	-16		
0-25		3030		81	20					94	17	16		
0-25		3150		67	30					71	11	6		
0-25		3080		70	16					73	10	4		
0-25		3402		82	7					69	11	-16		
0-25		3114		56	30					52	7	-7		
0-25		3467		87	20					99	10	14		
0-10	Bosque deciduo	1060		81	100		73	20	-10				Parfit <i>et al.</i> , 1997	
10-20				64			61		-5					
Total					145			134		-8				
0-10		1250	44	50		16	44		0				Kawahigashi <i>et al.</i> , 2003	
20-30			68	46		-32	46		-32					
40-50			47	46		-2	40		-15					
Total			158	142		-11	130		-18					
0-10	Bosque de coníferas	2140	36	43		19								
20-30			36	18		-50								
40-50			27	18		-34								
Total				99	80		-19							
0-10	Bosque seco de montaña	1200	52				54	7	3				Lemenih <i>et al.</i> , 2005	
10-20				16			39		148					
Total				68				93		37				
0-10			1200					43	10	-17				

Profundidad	Cobertura original	PP	Bosque	Pastizal	Edad	Cambio	Agricultura	Edad	Cambio	Plantación	Edad	Cambio	Referencia
cm		mm año ⁻¹	- -	Mg C ha ⁻¹ - -	años	%	Mg C ha ⁻¹	años	%	Mg C ha ⁻¹	años	%	
10-20							35		118				
Total							78		14				
0-10		1200					42	26	-19				
10-20							35		121				
Total							77		13				
0-10		1200					36	34	-31				
10-20							31		99				
Total							67						
0-10		1200					40	53	-23				
10-20							29		82				
Total							69		2				

PP = precipitación.

suelo y la forma en cómo es manejado determina en gran medida las entradas de MO y con ello también la acumulación de humus en el suelo. Joliviet *et al.* (1995) encontraron que la transformación de bosques templados a cultivos de maíz reduce a la mitad el C orgánico del suelo (COS) en tres décadas; mientras que el manejo forestal sólo reduce alrededor del 10% del COS en ese mismo período. El cambio de uso/cobertura del suelo puede afectar diferencialmente las fracciones de COS. Particularmente, los cambios en una fracción lábil como la biomasa microbiana son de gran importancia debido a que la mayoría de los procesos en el suelo ocurren a través de reacciones mediadas por microorganismos, siendo la actividad microbiana responsable de la circulación de carbono y nutrientes en el suelo (Nannipieri y Badalucco, 2003).

Particularmente, en los Andosoles, la respuesta del COS en pastizales depende del tipo de manejo (Fearnside y Barbosa, 1998). Huygens *et al.* (2005), quienes registraron un incremento del 31% en el CO luego de la conversión de bosques a pastizales, observaron en estos últimos, tasas de mineralización potencial de C menores, así como una mayor tasa de mineralización de residuos de depositación reciente asociada a un menor porcentaje de C en esta misma fracción lábil (Cuadro 6). Esta respuesta puede explicarse por la disminución del pH del suelo derivada de las prácticas de manejo, lo cual facilita la formación de complejos del tipo metal-humus-arcillas, mejora la protección física del COS y consecuentemente, disminuye la actividad microbiana (Huygens *et al.*,

2005). En respuesta a este incremento en la protección de parte de la MOS, los microorganismos pueden utilizar otras fracciones lábiles no protegidas como la materia orgánica particulada ligera, conduciendo cambios en esta fracción del COS.

Parfitt *et al.* (2003) también observaron efectos del manejo de pastizales sobre COS y explicaron los mayores contenidos de COS, tasas de mineralización potencial y C en biomasa microbiana en pastizales manejados, debido a las bajas concentraciones de lignina y los altos contenidos de C lábil. Mayores cantidades de C lábil, en forma de MOS de mejor calidad que los residuos forestales, podrían haber sido incorporadas al suelo por los pastos, leguminosas y el ganado, los cuales son luego procesados por los microorganismos (Parfitt *et al.*, 2003). Campos (2006) registró resultados similares que relacionan las altas tasas de mineralización potencial de pastizales con una alta producción primaria de estos sistemas y con cambios en las comunidades bióticas derivadas del UTCUTS (Cuadro 6). En general, estos resultados asocian el incremento de los almacenes de C con un aumento en fracciones lábiles y en la actividad microbiana. Por el contrario, Ross *et al.* (1999) observaron una disminución de los almacenes de C en pastizales asociada a una mayor tasa de mineralización potencial y a un mayor valor de qCO_2 (respiración: $C_{microbiano}$) en comparación con zonas forestales. Argumentando también diferencias cualitativas entre los sustratos de coberturas herbáceas vs. forestales, Ross *et al.* (1999) relacionan la disminución de los almacenes de C con

Cuadro 6. Impacto del UTCUTS sobre la actividad microbiana en Andosoles.

Fracción de COS	Uso/Cobertura				Referencia	
	Profundidad (cm)	Bosque	Pastizal	Cultivo		Plantación
Mineralización (mg C-CO ₂ kg ⁻¹ h ⁻¹)	0-10	1.6	2.9		1.3	Ross <i>et al.</i> , 1999
	10-20	11	0.7		0.7	
C microbiano (mg kg ⁻¹)	0-10	1600	1600		858	
	10-20	819	473		482	
C microbiano (100)/C total	0-10	1.4	1.5		1.1	
	10-20	1.2	0.8		0.9	
qCO ₂ (mg C-CO ₂ kg ⁻¹ Cmic h ⁻¹)	0-10	1.3	2.6		1.9	
	10-20	1.7	1.7		1.6	
Mineralización potencial (g C-CO ₂ m ⁻² d ⁻¹)	0-10	0.495	0.196		0.266	Huygens <i>et al.</i> , 2005
	10-20	0.192	0.092		0.135	
	20-30	0.142	0.087		0.087	
Mineralización constante LF (g C-CO ₂ kg ⁻¹ d ⁻¹)		0.131	0.137		0.0747	
C total (%) en LF	0-10	6.5	1.7		3.1	
	10-20	2.1	1.1		2.1	
	20-30	2.7	0.6		1.6	
Mineralización (mg C-CO ₂ kg ⁻¹ h ⁻¹)		1.19	2.94	1.82		Campos, 2006

un consecuente enriquecimiento en formas lábiles de C en pastizales derivado de raíces y mantillo, con lo cual explican la mayor actividad microbiana y la disminución de los almacenes derivada de esta intensa actividad (Cuadro 6).

En México, Saynes *et al.* (2012), Gamboa y Galicia (2011; 2012) analizaron el efecto del manejo forestal y el cambio de uso de suelo sobre los flujos de CO₂ y la actividad microbiana del suelo. En Ixtlán de Juárez se evaluaron los flujos de CO₂ en Luvisoles y Cambisoles sujetos a diferentes lapsos de tiempo de extracción forestal y bajo dos condiciones de precipitación (Saynes, 2012⁴). En la localidad con mayor precipitación la producción de CO₂ luego de uno (2.7 ± 0.14 mg g⁻¹) y 20 años de aprovechamiento forestal (1.8 ± 0.23 mg g⁻¹), no fue diferente de la registrada en el suelo del bosque de referencia (2 ± 0.29 mg g⁻¹). Sin embargo, el tiempo

de abandono tuvo un efecto significativo sobre las emisiones acumuladas de CO₂, las cuales fueron significativamente mayores en el bosque con un año de aprovechamiento que en el de 20 años. El COS siguió el patrón descrito anteriormente (bosque de 1 año > bosque de referencia > bosque de 20 años). En la localidad con menor precipitación, el flujo CO₂ fue estadísticamente similar entre el bosque de referencia (2.7 ± 0.39 mg g⁻¹), el bosque de 1 año (2.7 ± 0.25 mg g⁻¹) y el bosque de 20 años después del aprovechamiento (1.9 ± 0.27 mg g⁻¹). El aprovechamiento forestal disminuyó 16 y 29% la concentración de COS después de 1 y 20 años, en comparación con el bosque de referencia. La tasa de mineralización (k) sugiere un incremento de la disponibilidad de sustratos lábiles luego de un año del aprovechamiento, la cual disminuye transcurridos 20 años desde la extracción (Saynes *et al.*, 2009, 2012).

Estos resultados en la cantidad total de C y en la tasa de mineralización sugieren una mayor disponibilidad de materia orgánica lábil en el bosque de un año, lo que pudo favorecer un mayor contenido de materia orgánica potencialmente mineralizable y emisiones acumuladas de CO₂ del suelo en este bosque. Estos efectos combinados con la alta precipitación media en este sitio probablemente favorecen la mineralización de la MOS, incrementando la emisión de CO₂ (Saynes *et al.*, 2009, 2012).

En el Cofre de Perote se utilizó un mosaico de coberturas de uso de suelo, que representa diferentes trayectorias de uso de suelo (deforestación-uso agrícola-regeneración) para evaluar los flujos de CO₂ (Gamboa, 2012⁵). En la localidad de Perote las unidades correspondieron a una plantación forestal de 30 años (cobertura de referencia), un área cultivada con maíz desde hace aproximadamente 50 años y que estuvo previamente cubierta con bosque de *Pinus* sp. y una zona que fue reforestada hace 15 años. Este sitio se localiza a una altitud de 2550 m, tiene una temperatura media anual de 11 °C y una precipitación total anual de 650 mm. En Los Pescados, las unidades correspondieron a un bosque de referencia (*P. montezumae* y *Abies religiosa*), un cultivo (papa) y una reforestación de 12 años (*P. montezumae* y *A. religiosa*). Este sitio se localiza a una altitud de 3550 m, tiene una temperatura media anual de 8.7 °C y una precipitación total anual de 1078 mm. En la localidad Los Pescados el cambio de uso del suelo modificó la producción acumulada de CO₂; el suelo del bosque de referencia presentó mayor producción de CO₂ (3.9 ± 0.28 y 1.10 ± 0.97 mg g⁻¹) que el uso agrícola (1.1 ± 0.10 mg g⁻¹) y la regeneración (1.9 ± 0.28 mg g⁻¹). No obstante que las emisiones acumuladas de CO₂ de regeneración fueron mayores que las de las áreas agrícolas, esta diferencia no fue estadísticamente significativa (Campos, 2004, 2006). La concentración de C orgánico disminuyó con la transformación de áreas forestales a la agricultura y se observó una recuperación relacionada con la regeneración. La mayor tasa de descomposición (k) se observó en el cultivo, indicando un incremento de la disponibilidad de sustratos orgánicos lábiles o menos estabilizados debido al establecimiento de áreas agrícolas. El C orgánico correspondió a 61, 14 y 23 mg CO g⁻¹ C en el bosque de referencia, el área agrícola y la reforestación, respectivamente, lo que significa un agotamiento en los sistemas de cultivo y regeneración. Los suelos agrícolas estudiados registraron una tasa

mayor de mineralización, indicando un incremento del C orgánico, lo cual supone una disminución de las reservas de COS. Este aumento de la mineralización lábil del COS se debe a la modificación tanto de la calidad de los residuos orgánicos como de los mecanismos de protección debido a la deforestación y las estrategias de manejo agrícola (Guo y Gifford, 2002; Six *et al.*, 2002). La recuperación de la cubierta forestal luego del uso agrícola a través de la reforestación, incrementó las emisiones potenciales de CO₂ y el C de la materia orgánica potencialmente mineralizable. Aunque no se recuperaron los niveles de referencia, el C en la materia orgánica potencialmente mineralizable fue 5.6 veces mayor en la reforestación en comparación con los suelos agrícolas. Probablemente la recuperación de los niveles de C de esta fracción está relacionada con el incremento de la biomasa aérea, y por ello a un mayor ingreso de residuos orgánicos. En Perote el porcentaje del COS fue superior en la reforestación comparado con el correspondiente al suelo forestal de referencia, lo cual podría estar relacionado con la disponibilidad de la materia orgánica lábil debido a la escasa mineralización (k = 0.008). En este sentido, la tasa de mineralización indica que bajo la cobertura de reforestación la materia orgánica potencialmente mineralizable es menos lábil que la observada en las demás coberturas, favoreciendo procesos de acumulación de C en el suelo (Saynes *et al.*, 2009). Asimismo, la respiración del suelo disminuyó con el aumento de la temperatura y disminución de la disponibilidad de agua del suelo en la época seca, mientras que aumentó, con condiciones no limitantes de agua en el suelo en el verano. Estos resultados revelaron que la respiración del suelo es menos sensible a la humedad a temperaturas más bajas, pero se vuelve más sensible a altas temperaturas cuando el agua no es un factor limitante.

Los flujos de carbono y los procesos de estabilización de la MOS son escasamente estudiados en los bosques templados; nuevamente domina la literatura sobre los Andosoles en relación a los otros tipos de suelos. Por otra parte, la modificación del COS está más estudiada bajo diferentes trayectorias de usos de suelo, particularmente su transformación a la ganadería, que otros factores de perturbación como los incendios y la sustitución de especies. Es necesario señalar también que existen más estudios en los bosques de pinos que en los de encinos, por lo cual es necesario ampliar los estudios en estos últimos. Finalmente, los flujos de CO₂ están regulados por las actividades antrópicas y

⁵ Gamboa-Cáceres A. M. 2012. Dinámica del carbono edáfico en ecosistemas templados y bajo diferentes sistemas de uso del suelo, Cofre de Perote (Veracruz). Tesis Doctorado en Ciencias Ambientales, Universidad Nacional Autónoma de México.

las variables de temperatura y precipitación debido a la estacionalidad de la precipitación y temperatura en estos ecosistemas.

Algunas Consideraciones Futuras

En este trabajo los autores coinciden con las conclusiones que Paz *et al.* (2014) han sugerido en el sentido de que a la fecha de esta revisión no existe una explicación satisfactoria de los mecanismos implicados en el aumento o disminución de los sumideros de carbono terrestres, por lo que es necesario continuar las observaciones de laboratorio y de corto plazo e incrementar las de mediano y largo plazo en el campo. Asimismo, es importante generar información sobre los mecanismos de retroalimentación positivos y negativos que afecten la respuesta de las plantas y el suelo bajo diferentes tipos de suelos, y en los suelos con mayor distribución en México.

Existen algunos estudios sobre dinámica del C asociados principalmente a los reservorios de la biomasa aérea realizados en el país, pero poco se conoce sobre la dinámica de acumulación del COS. A pesar de la importancia del almacenamiento de COS que suponen los bosques templados, los suelos que les dan soporte no han sido suficientemente analizados desde una aproximación multifactorial (edad de la superficie, clima, geología, geomorfología y tipos de vegetación) que es como éstos se desarrollan. Esto es relevante ya que la interacción con los factores antes mencionados y aunado al uso y manejo del suelo, tanto actual como histórico, han influenciado la dinámica de C en las diferentes fracciones de la MOS. Es imperativo señalar que los suelos bajo los bosques templados mexicanos difieren en diversidad y composición de los bosques templados de latitudes medias, lo que probablemente genera diferentes procesos biogeoquímicos que merecen ser integrados en los modelos regionales y mundiales de los bosques templados para robustecer con datos de sistemas altamente heterogéneos la posible respuesta a escenarios de cambio global.

Las respuestas del COS de Andosoles a la conversión de bosques no presentan una tendencia clara en cuanto a su dirección o magnitud. Los cambios en diversas direcciones sugieren una fuerte dependencia de la respuesta del COS al escenario ambiental y de manejo, debido a una interacción entre la historia de uso y manejo y los factores determinantes de

la formación del suelo. El material parental y el clima son los determinantes de las principales características en estos suelos, siendo el primero el determinante en los mecanismos de estabilización del COS a través de las interacciones órgano-minerales, mientras que el clima es el principal conductor de la productividad del sistema. Además de estos dos factores, la posición en el paisaje es también un factor central en la dinámica natural de C y asimismo, se ha sugerido como un controlador de la respuesta del COS al UTCUTS en Andosoles. Sin embargo, es crucial que se analice el impacto de las diferentes trayectorias de uso de suelo y la gran diversidad de suelos sobre la dinámica y almacenamiento de COS en los bosques templados mexicanos. A continuación se delinean algunas consideraciones futuras para entender el COS de los suelos en estos ecosistemas.

Análisis de Efectos del Cambio de Uso del Suelo y Procesos de Estabilización del COS

Además de estudiar los efectos del UTCUTS sobre los almacenes totales es fundamental integrar fracciones que permitan caracterizar almacenes de diferente labilidad y entender la respuesta de los procesos de protección de la MOS al UTCUTS, ya que ésta puede ser diferente para cada una de las fracciones. Es importante identificar las fracciones de MOS más sensibles al cambio de uso, las cuales servirán como indicadores de corto plazo así como herramientas de verificación y monitoreo de cambios. Entender el cambio en almacenes totales es importante para establecer líneas de base en programas de manejo, sin embargo, es necesario entender simultáneamente la respuesta de los procesos implicados en la protección y dinámica de la MOS para realizar predicciones en términos de magnitud y dirección. Sin embargo, aún no existe evidencia clara de que sea en sentido negativo.

Análisis de Efectos en Todos los Horizontes del Suelo

Es importante analizar el efecto sobre el COS en todos los horizontes del suelo y no restringir el estudio a los superficiales o a profundidades sugeridas como las más susceptibles a los efectos del UTCUTS (p. ej.: 0-20 cm, capa arable). Realizar análisis únicamente de horizontes superficiales y no tomar en cuenta la variación ocurrida sobre fracciones menos

dinámicas (fracciones bioquímicamente estables) puede llevar a conclusiones sesgadas debido a sobre o subestimaciones de los almacenes de C.

Analizar Efectos del Manejo y Establecer Historias de Uso

El manejo del suelo modifica sus propiedades químicas, físicas y biológicas, lo cual puede influenciar fuertemente la dinámica de C y ser determinante en sus cambios tanto en magnitud como en dirección (Parfitt *et al.*, 2003; Huygens *et al.*, 2005; Campo, 2006). La falta de tendencias claras en la respuesta del COS al UTCUTS podría encontrar su explicación en los efectos diferenciales asociados al manejo de estos ecosistemas, por lo cual es necesario analizar claramente la historia de uso y manejo del sitio para establecer propuestas y alternativas de manejo.

Análisis Regionales y de Largo Plazo

Sin restar relevancia a la información derivada de estudios locales y de corto plazo o de cronosecuencias, es necesario implementar análisis a escalas regionales, así como establecer estudios de largo plazo que permitan entender la dinámica del C en escalas adecuadas para sustentar el planteamiento de estrategias de manejo de C. Estudios de este tipo permitirían establecer relaciones predictivas, como las planteadas por de Koning *et al.* (2005), aplicables no sólo a condiciones específicas si no extrapolables a otras regiones. Estudios comparativos con suelos formados a partir de rocas sedimentarias, han mostrado que este tipo de relaciones predictivas son mucho más fuertes en suelos volcánicos (de Koning *et al.*, 2003), lo cual es una ventaja al momento de establecer modelos de distribución espacial o dinámica temporal del CO.

La dinámica del COS depende de diversos factores que operan en distintas escalas espaciales y temporales. El clima, el material parental y la posición en el paisaje interactúan con el uso y manejo actuales e históricos del sistema determinando, la productividad, características edáficas y la dinámica de procesos erosivos y en consecuencia el COS. La mayoría de los estudios que analizan el efecto del UTCUTS se han conducido a escalas locales y bajo esquemas de sustitución de tiempo por espacio (cronosecuencias), dando resultados que en conjunto no apuntan hacia una tendencia clara

en la dinámica de los almacenes de C bajo escenarios de UTCUTS. Aunque es evidente la potencialidad de los suelos para la conservación y secuestro de C, aún se desconocen muchos de los mecanismos que regulan la dinámica y almacenamiento de C, tanto bajo condiciones naturales como de UTCUTS.

AGRADECIMIENTOS

El primer autor agradece a la Dirección General de Asuntos del Personal Académico-Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (DGAPA-PAPIIT, UNAM) al proyecto: "Influencia de la química, morfología y área foliar de tres especies arbóreas sobre la productividad, descomposición y respiración del suelo en bosques templados del centro de México", IN104515 por el apoyo para realizar esta revisión, asimismo, agradece a la M en C. Alba Esmeralda Zarco Arista por la elaboración de mapas, cuadros y figuras.

LITERATURA CITADA

- Acevedo-Sandoval, O. A., E. Cruz-Chávez, M. Cruz-Sánchez, F. Prieto-García y J. Prieto-Méndez. 2014. Sesquióxidos de hierro en bosques templado húmedos del estado de Hidalgo, México. *Rev. Fac. Cienc. Agrar.* 46: 109-123.
- Almendros, G., J. Dorado, F. J. González-Villa, M. J. Blanco, and U. Lankes. 2000. ¹³C NMR assessment of decomposition patterns during composting of forest and shrub biomass. *Soil Biol. Biochem.* 32: 793-804.
- Aran, D., M. Gury, and E. Jeanroy. 2001. Organo-metallic complexes in an Andosol: A comparative study with a Cambisol and Podzol. *Geoderma* 99: 65-79.
- Báez-Pérez, A., M. A. Hernández-Martínez, M. Acosta-Mireles y M. A. Bautista-Cruz. 2012. Inventario de carbono en la microcuenca La Laborcita en Sierra de Lobos, Guanajuato. pp. 215-221. *In:* F. Paz y R. Cuevas (eds.). 2012. Estado actual del conocimiento del ciclo del carbono y sus interacciones en México: Síntesis a 2011. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Universidad Autónoma del Estado de México y el Instituto Nacional de Ecología. Texcoco, Estado de México, México. ISBN 978-607-715-085-5.
- Balesdent, J., A. Mariotti, and B. Guillet. 1987. Natural ¹³C abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics. *Soil Biol. Biochem.* 19: 25-30.
- Borchert, R., K. Robertson, M. Schwartz, and G. Williams-Linera. 2005. Phenology of temperate trees in tropical climates. *Int. J. Biometeorol.* 50: 57-65.
- Broquen, P., J. C. Lobartini, F. Candan, and G. Falbo. 2005. Allophane, aluminum, and organic matter accumulation across a bioclimatic sequence of volcanic ash soils of Argentina. *Geoderma* 129: 167-177.

- Brown, S. and E. A. Lugo. 1990. Effects of forest clearing and succession on the carbon and nitrogen content of soils in Puerto Rico and US Virgin Islands. *Plant Soil* 124: 53-64.
- Campos, A., K. Oleschko, L. Cruz Huerta, J. D. Etchevers y M. C. Hidalgo. 2001. Estimación de alofano y su relación con otros parámetros químicos en andosoles de montaña del volcán Cofre de Perote. *Terra* 19: 105-116.
- Campos, A. 2004. Effects of subsistence farming system on soil surface CO₂-C flux on Cofre de Perote volcano slopes, Veracruz (Mexico). *For. Ecol. Manage.* 199: 273-282.
- Campos, A. 2006. Responses of soil surface CO₂-C flux to land use changes in a tropical cloud forest (Mexico). *For. Ecol. Manage.* 234: 305-312.
- Challenger, A. 1998. Utilización y conservación de los ecosistemas terrestres de México: Pasado, presente y futuro. Comisión Nacional para el Uso y Conocimiento de la Biodiversidad, Instituto de Biología de la UNAM y Agrupación Sierra Madre S.C. México, D. F.
- Chávez-Vergara, B., A. Merino, G. Vázquez-Marrufo, and F. García-Oliva. 2014. Organic matter dynamics and microbial activity during decomposition of forest floor under two native neotropical oak species in a temperate deciduous forest in Mexico. *Geoderma* 235-236: 133-145.
- Chávez-Vergara, B., A. González-Rodríguez, J. D. Etchevers-Barra, K. Oyama, and F. García-Oliva. 2015. Foliar nutrient resorption constrains soil nutrient transformations under two native oak species in a temperate deciduous forest in Mexico. *Eur. J. Forest. Res.* 134: 803-817.
- CONABIO (Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad). 2001. Estrategia nacional sobre biodiversidad de México. Ciudad de México, México. Editorial Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México, D. F.
- Cotler, E. 2007. El manejo integral de cuencas en México. Instituto Nacional de Ecología. México, D. F.
- Covaleda, S., J. F. Gallardo, F. García-Oliva, H. Kirchmann, C. Prat, M. Bravo, and J. D. Etchevers. 2011. Land-use affects distribution of soil organic carbon within particle-size fractions of volcanic soils in the Transmexican Volcanic Belt (Mexico). *Soil Use Manage.* 27: 186-194.
- Cruz-Flores, G., S. M. Avilés-Marin, and J. C. Cortés-Castelán. 1998. Adaptability study of triticale to different levels of calcium and phosphorus in Andisols. *Terra* 16: 63-69.
- Cruz-Flores, G. y J. D. Etchevers. 2011. Contenidos de carbono orgánico de suelos someros en pinares y abetales de áreas protegidas de México. *Agrociencia* 45: 849-862.
- Davies, Z. G. and A. S. Pullin. 2007. Are hedgerows effective corridors between fragments of woodland habitat? An evidence-based approach. *Landscape Ecol.* 22: 333-351.
- de Jong, B., C. Anaya, O. Maser, M. Olguín, F. Paz, J. Etchevers, R. D. Martínez, G. Guerrero, and C. Balbontín. 2010. Greenhouse gas emissions between 1993 and 2002 from land-use change and forestry in Mexico. *For. Ecol. Manage.* 260: 1689-1701.
- de Koning, F., R. Olschewski, E. Veldkamp, P. Benítez, M. López-Ulloa, T. Schlichter, and M. de Urquiza. 2005. The ecological and economic potential of carbon sequestration in forests: examples from South America. *Ambio* 34: 224-229.
- Detwiller, R. P. and A. S. Hall. 1988. Tropical forests and the global carbon cycle. *Science* 239: 42-47.
- Driessen, P., J. Deckers, and O. Spaargaren. 2001. Lecture notes on the major soils of the world. *World Soil Resources Reports* 94. Food and agriculture Organization of the United Nations. Rome.
- Eswaran, H., E. Van den Berg, and P. Reich. 1993. Organic carbon in soils of the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57: 192-194.
- Fearnside, P. and R. Barbosa. 1998. Soil carbon changes from conversion of forest to pasture in Brazilian Amazonia. *For. Ecol. Manage.* 108: 147-166.
- Gamboa-Cáceres, A. M. and L. Galicia. 2011. Differential influence of land use/cover change on topsoil carbon and microbial activity in low latitude temperate forests. *Agric. Ecosyst. Environ.* 142: 280-290.
- Gamboa-Cáceres, A. M. and L. Galicia. 2012. Land-use/cover change effects and carbon controls on volcanic soil profiles in highland temperate forests. *Geoderma* 170: 390-402.
- Gijsman, A. J. and J. I. Sanz. 1998. Soil organic matter pools in a volcanic ash soil under fallow or cultivation with applied chicken manure. *Eur. J. Soil Sci.* 49: 427-436.
- Gómez-Díaz, J. D., A. I. Monterroso-Rivas, J. A. Tinoco-Rueda, M. L. Toledo-Medrano, C. Conde-Álvarez, and C. Gay-García. 2011. Assessing current and potential patterns of 16 forest species driven by climate change scenarios in Mexico. *Atmósfera* 24: 31-52.
- Gómez-Díaz, J. D., A. I. Monterroso-Rivas, J. A. Tinoco-Rueda y J. D. Etchevers-Barra. 2012. Almacenes de carbono en el piso forestal de dos tipos de bosque. *Terra Latinoamericana* 30: 177-187.
- Gómez-Luna, B. E., M. C. Rivera-Mosqueda, L. Dendooven, G. Vázquez-Marrufo, and V. Olalde-Portugal. 2009. Charcoal production at kiln sites affects C and N dynamics and associated soil microorganisms in *Quercus* spp. temperate forests of central Mexico. *Appl. Soil Ecol.* 4: 50-58.
- Gómez-Luna, B. E., G. Vázquez-Marrufo, G. M. L. Ruiz-Aguilar y V. Olalde-Portugal. 2010. Cambios en las propiedades fisicoquímicas y microbiológicas del suelo generados por la producción de carbón vegetal en el bosque templado de (*Quercus* spp.) en Santa Rosa, Gto. México. *Ra Ximhai* 6: 187-197.
- Gómez-Romero, M., J. C. Soto-Correa, J. A. Blanco-García, C. Sáenz-Romero, J. Villegas y R. Lindig-Cisneros. 2012. Estudio de especies de pino para restauración de sitios degradados. *Agrociencia* 46: 795-807.
- Gueye, K., C. Siebe y M. Skutsch. 2012. Potencial de captura de carbono en suelos de ladera en la subcuenca del Río Piricua en Tuxpan, Michoacán. pp. 150-157. *In:* F. Paz y R. Cuevas (eds.). Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2011. Serie Síntesis Nacionales. Programa Mexicano del Carbono en colaboración con la Universidad Autónoma del Estado de México y el Instituto Nacional de Ecología. Texcoco, Estado de México, México. ISBN 978-607-715-085-5.
- Guo, L. B. and R. M. Gifford. 2002. Soil carbon stocks and land use change: A meta analysis. *Global Change Biol.* 8: 345-360.
- Haynes, R. J. 2005. Labile organic matter fractions as central components of the quality of agricultural soils: An overview. *Adv. Agron.* 85: 221-268.
- Hernández-Calderón, E., A. González-Rodríguez, R. Méndez-Alonso, E. Vega-Peña, and K. Oyama. 2013. Contrasting

- leaf phenology in two white oaks, *Quercus magnoliifolia* and *Quercus resinosa*, along an altitudinal gradient in Mexico. *Can. J. For. Res.* 43: 208-213.
- Huygens, D., P. Boeckx, O. Van Cleemput, C. Oyarzun, and R. Godoy. 2005. Aggregate and soil organic carbon dynamics in South Chilean Andisols. *Biogeosciences* 2: 159-174.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática). 2002. Conjunto nacional de uso del suelo y vegetación a escala 1:250 000. Serie III. DGG-INEGI. México, D. F.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática). 2007. Diccionario de datos de uso del suelo y vegetación 1:250 000 (vectorial). INEGI. Aguascalientes, México.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2013. El sector alimentario en México 2013 /INE. México, D. F.
- Janzen, H. H. 2004. Carbon cycling in earth systems-a soil science perspective. *Agric. Ecosyst. Environ.* 104: 399-417.
- Jardine, P. M., N. L. Weber, and J. F. McCarthy. 1998. Mechanisms of dissolved organic carbon adsorption on soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53: 1378-1385.
- Johnson-Maynard, J. L. 2002. Allophanes. pp 50-52. *In:* R. Lal (ed.). *Encyclopedia of soil science*. Marcel Dekker. New York, NY, USA.
- Jolivet, C., D. Arrouays, F. Andreux, and J. Lévêque, 1997. Soil organic carbon dynamics in cleared temperate forest spodosols converted to maize cropping. *Plant Soil* 191: 225-231.
- Karlen, D. L. and S. S. Andrews. 2000. The soil quality concept: A tool for evaluating sustainability. pp. 15-26. *In:* S. Elmholt, B. Stenberg, A. Gronlund, and V. Nuutinen (eds.). *Soil stresses, quality and care*. DIAS report, 38. Danish Institute for Agricultural Sciences. Tjele, Dinamarca.
- Kawahigashi, M., H. Sumida, and K. Yamamoto. 2003. Seasonal changes in organic compounds in soil solutions obtained from volcanic ash soils under different land uses. *Geoderma* 113: 381-396.
- King, A. W., W. M. Post, and S. D. Wullschleger. 1997. The potential response of terrestrial carbon storage to changes in climate and atmospheric CO₂. *Clim. Change* 35: 199-227.
- Krasilnikov, P., M. C. Guitierrez-Castorena, R. J. Ahrens, C. O. Cruz-Gaistardo, S. Sedov, and E. Solleiro-Rebolledo. 2013. *Soils of Mexico*. World soils book series. Springer. Netherlands.
- Lal, R. 2004. Soil carbon sequestration to mitigate climatic change. *Geoderma* 123: 1-22.
- Lemenih, M., E. Karlun, and M. Olsson. 2005. Soil organic matter dynamics after deforestation along a farm field chronosequence in southern highlands of Ethiopia. *Agric. Ecosyst. Environ.* 109: 9-19.
- Lützow, M., I. Kögel-Knabner, K. Ekschmitt, E. Matzner, G. Guggenberger, B. Marschner, and H. Flessa. 2006. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions-a review. *Eur. J. Soil Sci.* 57: 426-445.
- Lützow, M., I. Kögel-Knabner, B. Ludwig, E. Matzner, H. Flessa, K. Ekschmitt, G. Guggenberger, B. Marschner, and K. Kalbitz. 2008. Stabilization mechanisms of organic matter in four temperate soils: Development and application of a conceptual model. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 171: 111-124.
- Macias, F. 2008. Acrisols. pp. 22-24. *In:* W. Chesworth (ed.). *Encyclopedia of soil science*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer. Netherlands.
- Masera, O., A. Ordóñez, and R. Dirzo 1997. Carbon emissions from Mexican forests: Current situation and long-term scenarios. *Clim. Change* 24: 256-295.
- Miehlich, G. 1980. Los suelos de la Sierra Nevada de México. Suplemento comunicaciones VII, Proyecto Puebla-Tlaxcala, Fundación Alemana para la Investigación Científica. Puebla.
- Monreal, C. M., J. D. Etchevers, M. Acosta, C. Hidalgo, J. Padilla, R. M. López, L. Jiménez, and A. Velázquez. 2005. A method for measuring above-and below-ground C stocks in hillside landscapes. *Can. J. Soil Sci.* 85 (Special Issue): 523-530.
- Murty, D., M. Kirschbaum, R. McMurtrie, and H. McGilvray. 2002. Does conversion of forest to agricultural land change soil carbon and nitrogen? A review of the literature. *Global Change Biol.* 8: 105-123.
- Nanzyo, M., R. Dahlgren, and S. Shoji. 1993. Chemical characteristics of volcanic ash soils. pp 145-187. *In:* S. Shoji, M. Nanzyo, and R. Dahlgren (eds.). *Volcanic ash soils: Genesis, properties and utilization*. Developments in Soil Science 21. Elsevier. Amsterdam.
- Nishiyama, M., Y. Sumikawa, G. Guan, and T. Muremoto. 2001. Relationship between microbial biomass and extractable organic carbon content in volcanic and non-volcanic ash soil. *Appl. Soil Ecol.* 17: 183-187.
- Palacio-Prieto, J. L., G. Bocco, A. Velázquez, J. F. Mas, F. Takaki, A. Victoria, L. Luna-González, G. Gómez-Rodríguez, J. López-García, M. Palma-Muñoz, I. Trejo-Vázquez, A. Peralta, J. Prado-Molina, A. Rodríguez-Aguilar, R. Mayorga-Saucedo y F. González-Medrano. 2000. La condición actual de los recursos forestales en México: Resultados del inventario forestal nacional 2000. *Invest. Geográf.* 43: 183-203.
- Palm, C., P. Sánchez, S. Ahamed, and A. Awiti. 2007. Soils: A contemporary perspective. *Ann. Rev. Environ. Resour.* 32: 99-129.
- Pan, Y., R. A. Birdsey, J. Fang, R. Houghton, P. E. Kauppi, W. A. Kurz, O. L. Phillips, A. Shvidenko, S. L. Lewis, J. G. Canadell, P. Ciais, R. B. Jackson, S. W. Pacala, A. D. Maguire, S. Piao, A. Rautiainen, S. Sitch, and D. Hayes. 2011. A large and persistent carbon sink in the world's forests. *Science* 333: 988-993.
- Parfitt, R. L., B. K. G. Theng, J. S. Whitton, and T. G. Shepherd. 1997. Effects of clay minerals and land use on organic matter pools. *Geoderma* 75: 1-12.
- Parfitt, R. L., N. A. Scott, D. J. Ross, G. J. Salt, and K. R. Tate. 2003. Land-use change effects on soil C and N transformations in soils of high N status: Comparisons under indigenous forest pasture and pine plantation. *Biogeochemistry* 66: 203-221.
- Paz P., F., J. Wong G., M. Bazán y V. Saynes. 2014. Estado actual del conocimiento del ciclo del carbono y sus interacciones en México: Síntesis 2013. Programa Mexicano del Carbono Colegio de Postgraduados Universidad Autónoma de Chapingo Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey. ISBN 978-607-96490-1-2.
- Percival, H. J., R. L. Parfitt, and N. A. Scott. 2000. Factors controlling soil carbon levels in New Zealand grasslands: Is clay content important? *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 1623-1630.
- Peña-Ramírez, V. M., L. Vázquez-Selem, and C. Siebe. 2009. Soil organic carbon stocks and forest productivity in volcanic ash soils of different age (1835-35,000 years B. P.) in Mexico. *Geoderma* 149: 224-234.

- Peña-Ramírez, V. M., L. Vázquez-Selem, and C. Siebe. 2015. Rates of pedogenic processes in volcanic landscapes of late Pleistocene and Holocene age in Central Mexico. *Q. Int.* 376: 19-33.
- Pérez-Ramírez, S., M. I. Ramírez, P. Jarmillo-López, and F. Bautista. 2014. Soil organic carbon content under different forest conditions: Monarch butterfly biosphere reserve, Mexico. *Rev. Chapingo S. Cienc. Forest. Amb.* 19: 157-173.
- Powers, J. S. and E. Veldkamp, 2005. Regional variation in soil carbon and $\delta^{13}C$ in forests and pastures of northeastern Costa Rica. *Biogeochemistry* 72: 315-336.
- Pullin A. S. and G. B. Stewart. 2006. Guidelines for systematic review in conservation and environmental management. *Conserv. Biol.* 20: 1647-1656.
- Rees, R. M., I. J. Bingham, J. A. Baddeley, and C.A. Watson. 2005. The role of plants and land management in sequestering soil carbon in temperate arable and grassland ecosystems. *Geoderma* 128:130-154.
- Richardson, D. M, P. W. Rundel, S. T. Jackson, R. O. Teskey, J. Aronson, A. Bytnerowicz, M. J. Wingfield, and S. Proches. 2007. Human impacts in pine forests: past, present and future. *Annu. Rev. Ecol. Evol. Syst.* 2007. 38: 275-97.
- Ross, D. J., K. R. Tate, N. A. Scott, and C. W. Feltham. 1999. Land-use change: Effects on soil carbon, nitrogen and phosphorus pools and fluxes in three adjacent ecosystems. *Soil Biol. Biochem.* 31: 803-813.
- Rzedowski, J. 1978. La vegetación de México. CONABIO. Limusa. México, D. F.
- Rzedowski, J. 1991. Diversidad y orígenes de la flora fanerogámica de México. *Acta Bot. Mex.* 14: 3-21.
- Sarkhot, D. V., E. J. Jokela, and N. B. Comerford. 2008. Surface soil carbon size-density fractions altered by lobolly pine families and forest management intensity for a Spodosol in the southeastern US. *Plant Soil* 307: 99-111.
- Saynes-Santillán, V., A. M. Gamboa-Cáceres, J. D. Etchevers, J. Campo y L. Galicia L. 2009. Consecuencias del manejo forestal y el cambio de uso del suelo sobre las emisiones potenciales de CO₂ del suelo en dos regiones de bosques templados. pp. 235-244. *In:* J. F. Gallardo, J. Campo y M. E. Conti (eds.). Emisiones de gases con efecto invernadero en ecosistemas Iberoamericanos. Sociedad Iberoamericana de Física y Química Ambiental, Editorial SiFyQA. ISBN: 978-84-937437-0-3. Salamanca, España.
- Saynes-Santillán, V., J. D. Etchevers, L. Galicia, C. Hidalgo, and J. Campo. 2012. Soil carbon dynamics in high-altitude temperate forests of Oaxaca (Mexico): Thinning and rainfall effects. *Bosque* 33: 3-11.
- Scott, N. A., K. R. Tate, D. J. Giltrap, C. Smith, R. H. Wilde, P. F. J. Newsome, and M. R. Davis. 2002. Monitoring land-use change effects on soil carbon in New Zealand: Quantifying baseline soil carbon stocks. *Environ. Pollut.* 116: S167-S186.
- Sedov, S. N., E. Solleiro-Rebolledo, and J. E. Gama-Castro. 2003. Andosol to Luvisol evolution in Central Mexico: Timing, mechanisms and environmental setting. *Catena* 54: 495-513.
- SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales). 2014. Programa Nacional Forestal 2014-2018. México, D. F.
- Shoji, S., M. Nanzyo, and R. A. Dahlgren. 1993. Chemical characteristics of volcanic ash soils. pp. 145-187. *In:* S. Shoji, M. Nanzyo, and R. A. Dahlgren (eds.). Volcanic ash soils: Genesis, properties and utilization. *Developments in Soil Science* 21. Elsevier. Amsterdam.
- Siebe, C., G. Bocco, J. F. Sánchez-Espinoza y A. Velázquez. 2003. Suelos: Distribución, características y potencial de uso. pp. 127-163. *In:* A. Velázquez, A. Torres y G. Bocco (eds.). Las enseñanzas de San Juan. Investigación participativa para el manejo integral de los recursos naturales. Instituto Nacional de Ecología, Dirección de Publicaciones. México, D. F.
- Six, J., R. T. Conant, E. A. Paul, and K. Paustian. 2002. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant Soil* 241: 155-176.
- Sollins, P., P. Homann, and B. A. Caldwell. 1996. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma* 74: 65-105.
- Spaargaren, O. 2008a. Luvisols. pp. 440-442. *In:* W. Chesworth (ed.). *Encyclopedia of soil science. Encyclopedia of earth sciences series.* Springer. Netherlands.
- Spaargaren, O. 2008b. Phaeozems. pp. 538-539. *In:* W. Chesworth (ed.). *Encyclopedia of soil science. Encyclopedia of earth sciences series.* Springer. Netherlands.
- Torn, M. S., S. E. Trumbore, O. A. Chadwick, P. M. Vitousek, and D. M. Hendricks. 1997. Mineral control of soil organic carbon storage and turnover. *Nature* 398: 170-173.
- Ulery, A. L. 2002. Amorphous minerals. pp. 56-59. *In:* R. Lal (ed.). *Encyclopedia of soil science.* Marcel Dekker. New York, NY, USA.
- Vela C., G., J. López B. y M. L. Rodríguez G. 2012. Niveles de carbono orgánico total en el suelo de conservación del Distrito Federal, centro de México. *Invest. Geográf.* 77: 18-30.
- Wander, M. 2004. Soil organic matter fractions and their relevance to soil function. pp. 67-102. *In:* F. Magdoff and R. R. Weil (eds.). *Soil organic matter in sustainable agriculture.* CRC Press. Boca Raton, FL, USA.
- Wiseman, C. L. S. and W. Pützmam. 2006. Interactions between mineral phases in the preservation of soil organic matter. *Geoderma* 134: 109-118.