

DINAMICA DE LA MATERIA ORGANICA EN SUELOS AGRICOLAS

Soraya Alvarado Ochoa¹

INTRODUCCION

La materia orgánica en el suelo es una mezcla compleja y variada de sustancias que contienen carbono (C). Aunque la materia orgánica sólo representa una pequeña porción de la masa total de la mayoría de los suelos, la naturaleza dinámica de este componente hace que tenga una influencia dominante sobre muchas de las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo.

Los beneficios de la presencia de la materia orgánica en la productividad de los suelos agrícolas han sido reconocidos desde tiempos milenarios. Hoy se sabe que la materia orgánica provee la gran mayoría de la capacidad de intercambio catiónico y de retención de agua en la capa superficial del suelo. Ciertos componentes de la materia orgánica son largamente responsables de la formación y estabilización de los agregados en el suelo. La materia orgánica también contiene una gran cantidad de nutrientes y actúa como una fuente de abastecimiento lento, especialmente de nitrógeno (N). Además la materia orgánica suple con energía y constituyentes para la mayoría de microorganismos presentes en el suelo. A más de promover el desarrollo de las plantas a través de los efectos antes mencionados, ciertos compuestos orgánicos encontrados en los suelos tienen efectos estimulantes directos sobre el desarrollo de las plantas. Por todas estas razones, la cantidad y calidad de la materia orgánica presente en un suelo agrícola es un factor fundamental, determinando la calidad del mismo.

El propósito de esta revisión es presentar el rol que tiene la materia orgánica en el suelo dentro del ciclo global del C, así como identificar los procesos de descomposición y estabilización de la materia orgánica.

CONCEPTOS GENERALES

Componentes de la materia orgánica en el suelo

El término general de materia orgánica en el suelo incluye a todos los componentes orgánicos: (1) la biomasa viviente (tejidos de plantas y animales, y microorganismos), (2) raíces muertas y otros residuos de plantas reconocibles, y (3) una mezcla amorfa y coloidal de sustancias orgánicas complejas que no son identificables como tejidos; sólo está última debería ser referida como humus o sustancias húmicas (figura 1) (Brady y Weil, 2002).

Sustancias húmicas

Las sustancias húmicas comprenden alrededor del 60 al 80% de la materia orgánica en el suelo. Estas sustancias son moléculas enormes, de estructura y composición variable. Se caracterizan por presentar estructuras aromáticas, que incluyen poli-fenoles y poli-quinonas. La sustancias húmicas son el resultado de procesos de condensación de los productos simples y complejos de descomposición microbiana de residuos orgánicos, generalmente poseen un

¹ Instituto Nacional Autónomo de Investigaciones Agropecuarias - INIAP. Departamento de Manejo de Suelos y Aguas. Estación Experimental Santa Catalina. Quito, Ecuador. Correo electrónico: spalv_2000@yahoo.com

color oscuro, con pesos moleculares que varían entre los 2000 y 300000 g/mol. Debido a su complejidad, son los materiales orgánicos más resistentes al ataque microbiano.

Históricamente, las sustancias húmicas han sido clasificadas en tres grupos de acuerdo a las propiedades de solubilidad (figura 1): (1) ácido fúlvico, de menor peso molecular, soluble en ácido y base, y el más susceptible a sufrir ataque microbiano; (2) ácido húmico, de peso molecular medio, soluble en base, insoluble en ácido y medianamente resistente a la degradación; y (3) huminas, del más alto peso molecular, insolubles en ácido y base, y las más resistentes al ataque microbiano. Desafortunadamente, esta clasificación ha mostrado una relevancia limitada en la interpretación de procesos ecológicos.

Dependiendo de las condiciones ambientales, el tiempo de vida media (tiempo necesario para descomponer la mitad de la sustancia) para el ácido fúlvico se calcula entre 10 y 50 años, mientras la vida media del ácido húmico es medida generalmente en siglos (Stevenson, 1994). De otra parte, la estabilidad de las sustancias húmicas ha sido explicada también por las interacciones con la fracción mineral del suelo. Arcillas de alta actividad se encargan de atraer y sujetar sustancias como amino ácidos, péptidos y proteínas; formando complejos que protegen a los compuestos nitrogenados del ataque microbiano.

La naturaleza coloidal de las sustancias húmicas se refleja en la alta superficie específica, que generalmente excede a aquella que presentan las arcillas. La carga en la superficie de los coloides húmicos son pH-dependientes. A pH básico la capacidad de intercambio catiónico (CIC) de las sustancias húmicas alcanza los 150 y 300 cmol/kg. En cuanto a la capacidad de retención de agua de las sustancias húmicas en base a peso es cuatro a cinco veces más grande comparada con las arcillas (Frimmel y Christman, 1988).

Sustancias no-húmicas

Alrededor del 20 al 30% del humus en un suelo consiste de sustancias no-húmicas. Estas sustancias son menos complejas y menos resistentes al ataque de los microorganismos comparadas con las sustancias húmicas. A diferencia de estas últimas, son bio-moléculas específicas con propiedades físico-químicas definidas. Algunas de estas sustancias no-húmicas son compuestos producidos por las plantas y modificados por los microorganismos; mientras otros son compuestos sintetizados por los microorganismos. Entre las sustancias no-húmicas están los polisacáridos, los cuales han sido asociados con la estabilidad de los agregados en el suelo, así como ácidos orgánicos de bajo peso molecular (Stevenson, 1994).

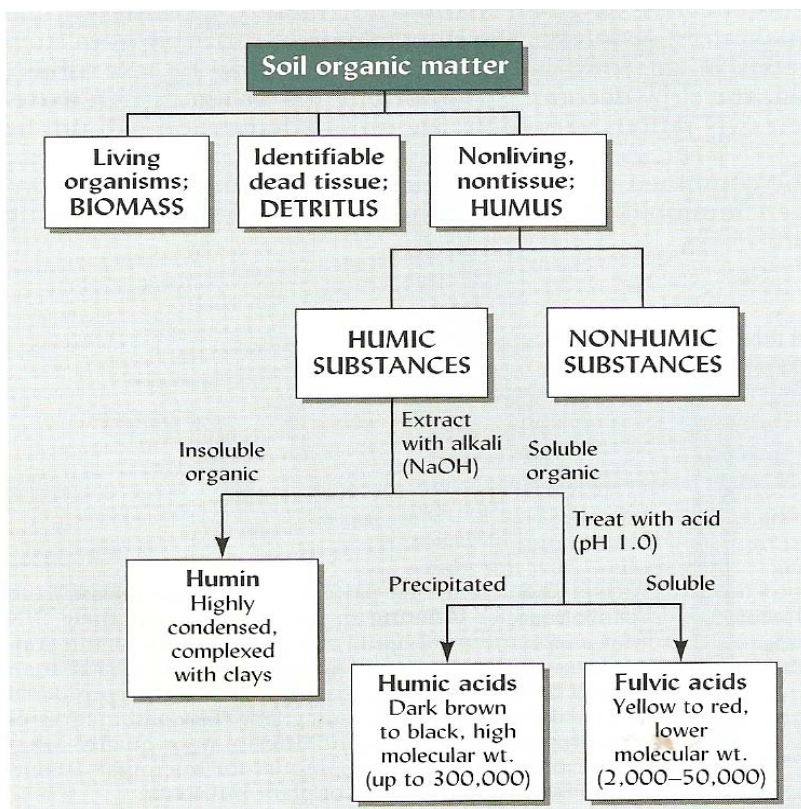


Figura 1. Clasificación de los componentes de la materia orgánica de acuerdo a un criterio químico y físico (Stevenson, 1994).

Ciclo global del carbono

El elemento C es el fundamento de todo tipo de vida, forma parte desde la celulosa hasta la clorofila, todos los compuestos que forman parte de los tejidos vivientes están hechos de átomos de C dispuestos en cadenas o anillos y asociados con otros elementos; por lo que el ciclo del C en la tierra refleja la historia de la vida en el planeta. Una representación simplificada del ciclo global del C es presentado en la figura 2, el cual enfatiza las fuentes de C que interactúan con la atmósfera. El suelo tiene casi dos veces la cantidad de C contenido en la vegetación y la atmósfera combinados. Los desbalances causados por las actividades del hombre se observan en el flujo de C a la atmósfera por efecto de la quema de combustibles fósiles (5.5) y el hecho de que más C está saliendo del suelo (62+0.5) antes que entrando (60) al mismo. Estos desbalances están parcialmente aliviados por la absorción de C por parte de los océanos. El resultado es que un total de 219.5 Pg C/año entra a la atmósfera; mientras sólo 215 Pg C/año son removidos; explicando así, porque los niveles de dióxido de C (CO₂) en la atmósfera está incrementándose (Batjes, 1996; Brady y Weil, 2002).

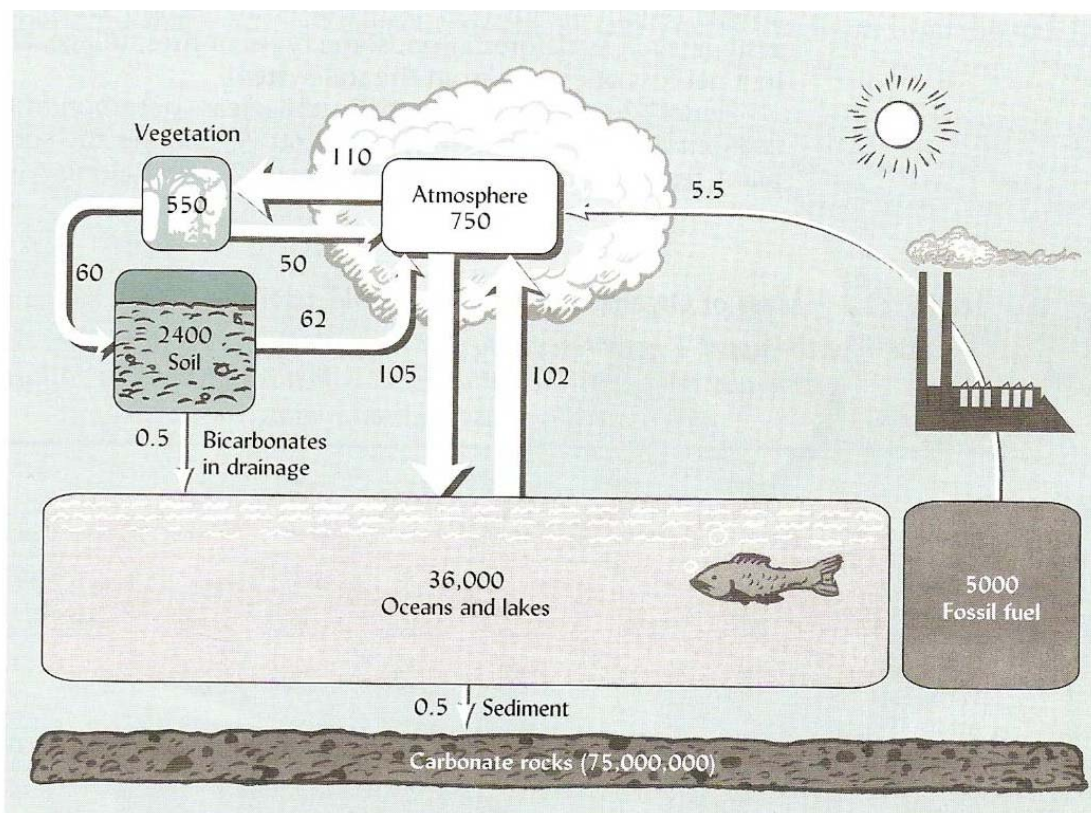


Figura 2. Ciclo global del carbono. Los números dentro de los cuadrantes indican los pentagramos ($\text{Pg} = 10^{15} \text{ g}$) de carbono asociados con cada fuente; mientras los números junto a las flechas muestran el flujo anual (Pg/año) entre las diferentes fuentes (Brady y Weil, 2002).

Ciclo del carbono terrestre

En cuanto al ciclo del C terrestre (figura 3), se considera que las sustancias húmicas se constituyen en el componente principal de los 20 cm superficiales de un suelo. Las plantas asimilan CO_2 atmosférico a través del proceso de fotosíntesis o producción primaria neta. Parte del material vegetal es consumido por los animales y el resto es incorporado al suelo, sufriendo procesos de transformación (mineralización primaria y humificación), lo que conduce a la síntesis de humus.

Sin embargo, el humus a su vez es descompuesto lentamente (mineralización secundaria) por la actividad microbiana, la misma que dio lugar a su origen. En medio aeróbico los productos finales son oxianiones, CO_2 y elementos esenciales para la nutrición de las plantas. En medio anaeróbico, el proceso conduce a la formación de compuestos ricos en C como hulla, grafito, petróleo, etc.

La mineralización (primaria y secundaria) y la humificación son procesos simultáneos en un suelo. La mineralización primaria ocurre relativamente rápido y concluye con la formación de humus en pocos años; mientras la mineralización secundaria produce una transformación

menor y más lenta, con una media del orden del 0.5 al 2% del total en el término de un año, según sean las condiciones climáticas y de suelo, y las prácticas agronómicas. Sin embargo, con los dos tipos de mineralización se produce CO_2 y nutrientes en formas fácilmente asimilables por las raíces de las plantas (Brady y Weil, 2002).

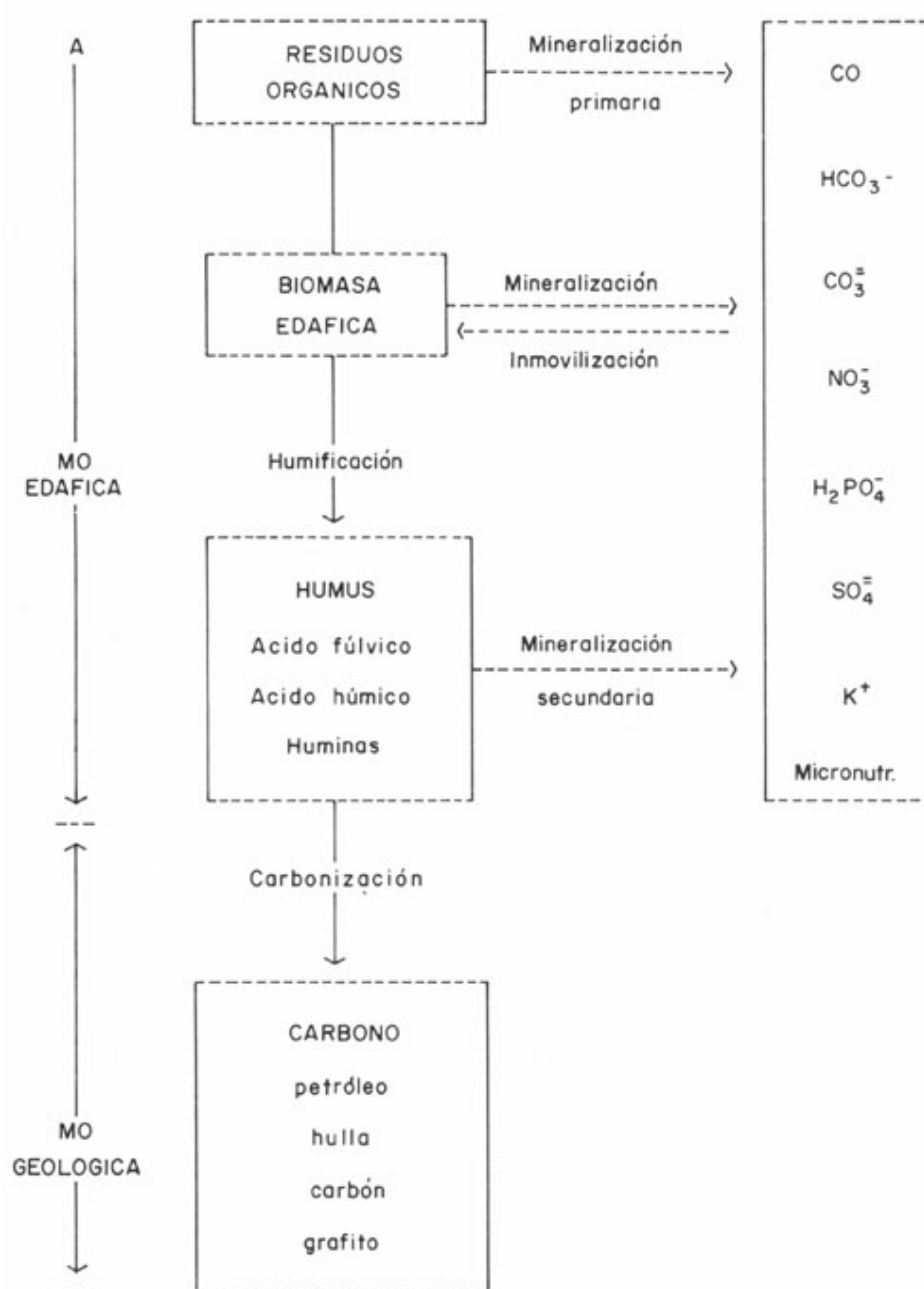


Figura 3. Transformaciones asociadas con el ciclo del carbono terrestre.

Descomposición de compuestos orgánicos en el suelo

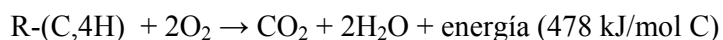
Un año después que los residuos de plantas son incorporados al suelo, la mayoría del C retorna a la atmósfera como CO₂, y sólo un quinto a un tercio permanece en el suelo como biomasa viviente (~5%), o como sustancias húmicas (~20%) y no-húmicas (~5%).

Considerando que los residuos de plantas son los principales materiales de descomposición en los suelos y por lo tanto la fuente primaria de materia orgánica; es importante remarcar que el material vegetal verde contiene al menos del 90 al 95% de C, oxígeno e hidrógeno en base seca; mientras el restante lo constituyen elementos como N, fósforo, potasio y micro-nutrientes. En cuanto a compuestos orgánicos, la composición del tejido vegetal dependerá de la parte de la planta, así como de la especie de la que procede. Sin embargo, los carbohidratos representan el constituyente más importante, seguidos de lignina y proteínas. Cada tipo de compuesto orgánico tiene una tasa diferente de descomposición. En orden decreciente se mencionan algunos: azúcares, almidones, proteínas simples> hemicelulosa>celulosa>grasas, ceras>ligninas (Stevenson, 1994).

Descomposición de compuestos orgánicos bajo condiciones aeróbicas

Cuando los residuos vegetales son incorporados a suelos aeróbicos, tres son las reacciones que tienen lugar:

1. Los compuestos de C son enzimáticamente descompuestos para producir CO₂, agua, energía y biomasa microbiana. La oxidación de los compuestos orgánicos se puede representar con la siguiente reacción básica; aunque existen algunas reacciones intermedias:



2. Los nutrientes esenciales (N, P, S) son liberados o inmovilizados por una serie de reacciones específicas.
3. Se forman compuestos resistentes al ataque microbiano, a través de la modificación de los compuestos del tejido original o por síntesis microbiana (Swift et al., 1979).

Descomposición de compuestos orgánicos bajo condiciones anaeróbicas

Sin la cantidad suficiente de oxígeno en el suelo, los organismos aeróbicos no pueden funcionar, por lo que los organismos anaeróbicos o facultativos se vuelven dominantes. Bajo estas condiciones, el proceso de descomposición es lento, por lo que suelos saturados tienden a acumular grandes cantidades de materia orgánica parcialmente descompuesta. Los productos de la descomposición anaeróbica incluyen una gran variedad de compuestos orgánicos parcialmente oxidados, como ácidos orgánicos, alcoholes y gas metano. Las reacciones anaeróbicas liberan muy poca cantidad de energía para los microorganismos envueltos en el proceso. Además algunos de los productos de la descomposición anaeróbica producen inhibición del desarrollo de las plantas (Swift et al., 1979).

Factores que controlan la tasa de descomposición y mineralización

El tiempo necesario para completar el proceso de descomposición y mineralización de materiales orgánicos puede variar de días a años; dependiendo de las condiciones medio ambientales del suelo y de la calidad de los residuos incorporados al suelo como fuente de alimento para los microorganismos.

Las condiciones medio ambientales deben favorecer la actividad microbiana, por lo que una tasa de descomposición y mineralización alta está asociada con un pH neutro, suficiente humedad y buena aireación (60% de la porosidad ocupada por agua) y temperaturas entre 25 y 35°C. De otra parte, entre los factores que determinan la calidad de los residuos figuran los siguientes (Cadish y Giller, 1997).

Condición física de los residuos

La forma en que los residuos se ubican en el suelo representa un factor crítico para la tasa de descomposición. Si el residuo orgánico es colocado en la superficie, la tasa de descomposición es más lenta y más variable, que aquellas observadas cuando residuos orgánicos similares han sido incorporados en el suelo. Comparados con los residuos colocados sobre la superficie, los residuos incorporados están en íntimo contacto con la humedad y los microorganismos del suelo, se descomponen más rápidamente y puede perder nutrientes fácilmente por lavado.

El tamaño de partícula del residuo es otro factor importante. Mientras más pequeña es la partícula, más rápida es la descomposición; puesto que partículas pequeñas físicamente tienen más superficie específica expuesta a la descomposición. El tamaño de partícula pequeña puede resultar de la naturaleza propia del residuo, de algún tratamiento mecánico, o por acción de la fauna del suelo.

Relación carbono/nitrógeno

El típico tejido vegetal seco contiene alrededor del 42% de C y un rango mucho menor pero amplio (1-6%) de N. La relación C/N en residuos orgánicos aplicados al suelo es importante por dos razones: (1) ocurre competencia intensa por N disponible entre los microorganismos cuando los residuos incorporados al suelo tienen una relación C/N alta, y (2) la relación C/N en los residuos ayuda a determinar la tasa de descomposición y de N disponible para las plantas. La relación C/N en residuos de plantas varía entre 10:1 y 600:1. Generalmente, conforme las plantas maduran, la relación C/N se incrementa. En los cuerpos y células de los microorganismos, la relación C/N no sólo que es menos variable que en los tejidos vegetales, sino que es mucho menor (de 5:1 a 10:1). La relación C/N en la materia orgánica de suelos superficiales tiene valores medios de 8:1. Esta relación es generalmente menor para los suelos sub-superficiales.

En promedio, los microorganismos del suelo debe incorporar dentro de sus células cerca de ocho partes de C y una parte de N. Considerando que solamente cerca de un tercio del C metabolizado por los microorganismos es incorporado en sus células, los microorganismos necesitan 1 g de N por cada 24 g de C en el sustrato. Este requerimiento tiene dos consecuencias prácticas muy importantes: (1) la incorporación de residuos orgánicos con

relaciones C/N altas agotarán la reserva de N soluble, causando deficiencia de N para las plantas, y (2) la descomposición de materiales orgánicos puede ser retardado si no existe suficiente N, disponible en el suelo o en el material a descomponerse, para sustentar el crecimiento microbiano.

Contenido de lignina y poli-fenoles

Los contenidos altos de lignina y poli-fenoles están asociados con tasas de descomposición (mineralización de N y oxidación de C) lenta. Esto se explica por la formación de complejos altamente resistentes al reaccionar con proteínas durante el proceso de descomposición. Como consecuencia, los residuos orgánicos con contenidos altos de fenoles y/o lignina son considerados sustratos de baja calidad para organismos que reciclan C y nutrientes.

Mecanismos de estabilización de la materia orgánica en el suelo

La estabilización de la materia orgánica ha sido explicada por uno o más de los siguientes mecanismos: (1) estabilización química, (2) protección física, y (3) estabilización bioquímica (Christensen, 1996; Stevenson, 1994). La estabilización química es entendida como el resultado de la unión química o físico-química entre la materia orgánica y los componentes minerales del suelo (arcilla y limo). Algunas investigaciones han reportado la relación entre la estabilización del C y N orgánico en el suelo y el contenido de arcilla y limo (Feller y Beare, 1997; Hassink, 1997; Ladd et al., 1985; Merckx et al., 1985; Sorensen, 1972). A más de la cantidad de arcilla, el tipo de la misma (2:1, 1:1, A lofana) influye en la estabilización del C y N (Feller y Beare, 1997; Ladd et al. 1992; Sorensen, 1972; Torn et al., 1997). La protección física a través de agregados es indicada por la influencia positiva en la acumulación de materia orgánica (Edwards y Bremner, 1967; Elliott, 1986; Jastrow, 1996; Tisdall y Oades, 1982; Six et al., 2000). Los agregados protegen físicamente la materia orgánica al formar barreras físicas entre los microorganismos y enzimas y los sustratos respectivos; controlando la interacción de las cadenas alimentarias y consecuentemente la tasa de descomposición (Elliott y Coleman, 1988). Finalmente, la estabilización bioquímica es entendida como la estabilización de la materia orgánica debido a su propia composición química (compuestos recalcitrantes como la lignina y poli-fenoles) y a través de reacciones químicas de complejación en el suelo.

Evaluación de la dinámica de la materia orgánica

Una de las dificultades encontradas en los estudios enfocados en la dinámica de la materia orgánica del suelo ha sido la falta de métodos físicos o químicos para aislar directamente las diferentes fracciones de materia orgánica sugeridos por varios estudios de descomposición. Aún se sigue trabajando para desarrollar una técnica que permita identificar más definitivamente las fracciones de la materia orgánica.

En este contexto, algunos modelos de simulación han sido utilizados para cuantificar el impacto de los diferentes factores que controlan la dinámica de la materia orgánica en los suelos y han ayudado a interpretar los resultados de ensayos a corto y largo plazo, tanto a nivel de laboratorio y de campo. Entre estos modelos figura el CENTURY que ha sido usado extensamente para ilustrar el rol de la materia orgánica en la respuesta de los ecosistemas de pastos al cambio climático (Parton et al., 1987).

BIBLIOGRAFIA

- Batjes, N. H. 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European J. Soil Sci.* 47:151-163.
- Brady, N.C. y R.R. Weil. 2002. *The Nature and Properties of Soils*. 13ra. Ed. Prentice Hall. New Jersey-Estados Unidos de Norte América.
- Cadish, G. y K.E. Giller. (Eds). 1997. *Driven by nature-Plant litter quality and decomposition*. CAB International. Walingford, U.K.
- Christensen, B.T. 1996. Carbon in primary and secondary organomineral complexes. En: *Structure and Organic Matter Storage in Agricultural Soils*. Eds. M. R. Carter and B. A. Stewart. pp 97-165. CRC Press, Inc, Boca Raton, FL.
- Edwards, A.P. y J.M. Bremner. 1967. Microaggregates in soils. *J. Soil Sci.* 18: 64-73.
- Elliott, E.T. 1986. Aggregate structure and carbon, nitrogen, and phosphorus in native and cultivated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50: 627-633.
- Elliott, E.T. y D.C. Coleman. 1988. Let the soil work for us. *Ecological Bulletins* 39: 23-32.
- Feller, C. y M.H. Beare. 1997. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. *Geoderma* 79: 69-116.
- Frimmel, F.H. y R.F. Christman. 1988. *Humic substances and their role in the environment*. Wiley. New York.
- Hassink, J. 1997. The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. *Plant Soil* 191: 77-87.
- Jastrow, J.D. 1996. Soil aggregate formation and the accrual of particulate and mineral-associated organic matter. *Soil Biol. Biochem.* 28: 656-676.
- Ladd, J.N., M. Amato, y J.M. Oades. 1985. Decomposition of plant material in Australian soils. III. Residual organic and microbial biomass C and N from isotope-labeled legume material and soil organic matter, decomposing under field conditions. *Aust. J. Soil Res.* 23: 603-611.
- Ladd, J.N., L. Jocteur-Monrozier, y M. Amato. 1992. Carbon turnover and nitrogen transformations in an alfisol and vertisol amended with [U-¹⁴C] glucose and [¹⁵N] ammonium sulfate. *Soil Biol. Biochem.* 24: 359-371.
- Merckx, R., A. Den Hartog, y J.A. van Veen. 1985. Turnover of root derived material and related microbial biomass formation in soils of different texture. *Soil Biol. Biochem.* 17: 565-569.
- Parton, W.J., D.S. Schimel, C.V. Cole, y D.S. Ojima. 1987. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51:1173-1179.
- Six, J., K. Paustian, E.T. Elliott, y C. Combrink. 2000. Soil structure and soil organic matter: I. Distribution of aggregate size classes and aggregate associated carbon. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 681-689.



- Sorensen, L. H. 1972. Stabilization of newly formed amino acid metabolites in soil by clay minerals. *Soil Sci.* 114: 5–11.
- Swift, M.J., O.W. Heal, y J.M. Anderson. 1979. Decomposition in terrestrial ecosystems. *Studies in ecology*, vol. 5. Berkeley: University of California Press.
- Stevenson, F.J. 1994. *Humus Chemistry: Genesis, Composition, Reactions*. John Wiley & Sons, New York. 496 p.
- Torn, M.S., S.E. Trumbore, O.A. Chadwick, P.M. Vitousek, y D.M. Hendricks. 1997. Mineral control of soil organic carbon storage and turnover. *Nature* 389: 170–173.
- Tisdall, J. M. y J.M. Oades. 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *J. Soil Sci.* 33: 141–163.