

CARBONO ORGÁNICO Y PROPIEDADES DEL SUELO

Eduardo Martínez H.¹, Juan Pablo Fuentes E.², Edmundo Acevedo H.¹

¹Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agronómicas, Departamento de Producción Agrícola. Laboratorio de relación Suelo-Agua-Planta. Casilla 1004. Santiago de Chile.

Correo electrónico: emartine@uchile.cl

²Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Forestales, Departamento de Silvicultura.

Soil organic carbon and soil properties

Keywords: Sustainability, soil organic carbon, soil properties, carbon sequestration.

ABSTRACT

Soil organic carbon (SOC) is related to the sustainability of the agricultural systems affecting soil properties linked to crop yield. SOC affects the amount and availability of soil nutrients, contributing elements as N, usually deficient. In addition, SOC modify the acidity and the alkalinity towards values near the neutrality, and then it increases the solubility to several nutrients. SOC associated to the soil organic matter provides colloids having high cation exchange capacity. Its effect on the physical properties of the soil is reflected in the soil structure and pore size distribution. SOC concentration depends on the local environmental conditions, but it is also affected strongly by the soil management practices. There are managements that decrease SOC and viceverse other practices that favor the accumulation. The present review deals with the influence of SOC on the chemical, physical, biological properties of the soil and how it is affected by soil management. We also describes methodologies to study CO₂ fluxes from soil to atmosphere.

Palabras claves: Sustentabilidad, carbono orgánico del suelo, propiedades del suelo, secuestro de carbono.

RESUMEN

El carbono orgánico del suelo (COS) se relaciona con la sustentabilidad de los sistemas agrícolas afectando las propiedades del suelo relacionadas con el rendimiento sostenido de los cultivos. El COS se vincula con la cantidad y disponibilidad de nutrientes del suelo, al aportar elementos como el N cuyo aporte mineral es normalmente deficitario. Además, al modificar la acidez y la alcalinidad hacia valores cercanos a la neutralidad, el COS aumenta la solubilidad de varios nutrientes. El COS asociado a la materia orgánica del suelo proporciona coloides de alta capacidad de intercambio catiónico. Su efecto en las propiedades físicas se manifiesta mediante la modificación de la estructura y la distribución del espacio poroso del suelo. La cantidad de COS no solo depende de las condiciones ambientales locales, sino que es afectada fuertemente por el manejo del suelo. Existen prácticas de manejo que generan un detrimento del COS en el tiempo, a la vez hay prácticas que favorecen su acumulación. En este trabajo se discute la relación entre carbono orgánico, propiedades químicas, físicas, biológicas y el manejo del suelo. Además se plantean metodologías para estudiar los flujos de CO₂ del suelo a la atmósfera.

INTRODUCCIÓN

El carbono orgánico del suelo (COS) es un componente importante del ciclo global del C, ocupando un 69,8 % del C orgánico de la biosfera (FAO, 2001). El suelo puede actuar como fuente o reservorio de C dependiendo de su uso y manejo (Lal *et al.*, 1990, Lal, 1997). Se estima que desde que se incorporan nuevos suelos a la agricultura hasta establecer sistemas intensivos de cultivo se producen pérdidas de COS que fluctúan entre 30 y 50% del nivel inicial (Reicosky, 2002). La pérdida de material húmico de los suelos cultivados es superior a la tasa de formación de humus de suelos no perturbados por lo que el suelo, bajo condiciones de cultivo convencionales, es una fuente de CO₂ para la atmósfera (Kern y Johnson, 1993, Gifford, 1994, y Reicosky, 2002). Existen prácticas agronómicas que favorecen la captura de C en el suelo (West y Post, 2002). La labranza de conservación (Lal, 1997), que incluye a la cero labranza (FAO, 2001), es un sistema de manejo de

suelos que tiene una alta capacidad potencial para secuestrar C en el suelo (Rasmussen y Parton, 1994, Rosell, 1999).

El carbono orgánico del suelo, COS, afecta la mayoría de las propiedades químicas, físicas y biológicas del suelo vinculadas con su: 1) calidad (Carter, 2002, Wander *et al.*, 2002), 2) sustentabilidad (Carter, 2002, Acevedo y Martínez, 2003) y 3) capacidad productiva (Sánchez *et al.*, 2004, Bauer y Black, 1994) por lo que en un manejo sustentable, el COS debe mantenerse o aumentarse. Sin embargo, establecer una clara relación de dependencia entre el COS y la productividad del suelo es complejo (Moreno *et al.*, 1999). Pese a la existencia de abundante literatura que documenta los efectos del COS sobre las propiedades del suelo que favorecen el desarrollo de los cultivos, existe poca información sobre la contribución directa de un aumento de COS en la productividad del suelo.

El objetivo de este trabajo es relacionar el COS con la capacidad productiva del suelo mediante el estudio de la dinámica del carbono orgánico, su composición y efecto sobre las propiedades químicas, físicas y biológicas del suelo.

CARBONO TOTAL DEL SUELO

Los suelos contienen más C que la suma existente en la vegetación y en la atmósfera (Swift, 2001). El carbono en los suelos puede encontrarse en forma orgánica e inorgánica (Jackson, 1964). La cantidad total de C orgánico almacenada en los suelos ha sido estimada por diversos métodos

(Post *et al.*, 1982, y Swift, 2001) y su valor es cercano a 1.500 Pg a 1 m de profundidad (Schlesinger, 1990, Gifford, 1994, Swift, 2001, y FAO, 2001). Estimaciones de C inorgánico dan valores de alrededor de 1.700 Pg C, principalmente en formas estables como CaCO_3 y $\text{MgCO}_3 \cdot \text{CaCO}_3$, CO_2 , HCO_3^- y $\text{CO}_3^{=}$ (FAO, 2001, y Swift, 2001). Los suelos que acumulan la mayor cantidad de COS corresponden al orden Histosol (Cuadro 1). Aun cuando el orden Histosol es el que tiene la menor superficie con respecto a otros órdenes, es el que tiene la mayor relación cantidad COS / superficie (Cuadro 1).

Cuadro 1: Carbono orgánico en los suelos del mundo (Modificado de Eswaran *et al.*, 1993.)

Table 1: Worldwide soil organic carbon (adapted from Eswaran *et al.*, 1993)

ORDEN ¹	Área (10 ³ km ²)	COS (Pg) ²	COS/Área (Pg 10 ⁻³ km ²)
Histosols	1.745	357	0,205
Andisols	2.552	78	0,031
Inceptisols	21.580	352	0,016
Spodsols	4.878	71	0,015
Mollisols	5.480	72	0,013
Oxisols	11.772	119	0,010
Entisols	14.921	148	0,010
Ultisols	11.330	105	0,009
Alfisols	18.283	127	0,007
Vertisols	3.287	19	0,006
Aridisols	31.743	110	0,003
Misceláneos	7.644	18	0,002
TOTAL	135.215	1.576	0,012

¹ Soil Survey Staff (1996)

² Carbono orgánico del suelo. Soil organic carbon.

1 Pg = 10¹⁵ g

El C orgánico del suelo se encuentra en forma de residuos orgánicos poco alterados de vegetales, animales y microorganismos, en forma de humus y en formas muy condensadas de composición próxima al C elemental (Jackson, 1964). En condiciones naturales, el C orgánico del suelo resulta del balance entre la incorporación al suelo del material orgánico fresco y la salida de C del suelo en forma de CO₂ a la atmósfera (Swift, 2001, y Aguilera, 2000), erosión y lixiviación. Cuando los suelos tienen condiciones aeróbicas, una parte importante del carbono que ingresa al suelo (55 Pg C año⁻¹ a nivel global) es lábil y se mineraliza rápidamente y una pequeña fracción se acumula como humus estable (0,4 Pg C año⁻¹) (FAO, 2001). El CO₂ emitido desde el suelo a la atmósfera no solo se produce por la mineralización de la MOS donde participa la fauna edáfica (organismos detritívoros) y los microorganismos del suelo, sino también se genera por el metabolismo de las raíces de las plantas (Fortín *et al.*, 1996).

La MOS puede ser protegida de descomposición acelerada mediante: 1) estabilización física por la microagregación, 2) estabilización físico-química mediante asociación con partículas de arcilla, y 3) estabilización bioquímica mediante la formación de compuestos altamente recalcitrantes (Six *et al.*, 2002).

FRACCIONES DE CARBONO ORGÁNICO EN EL SUELO

Se conoce como materia orgánica del suelo (MOS) a un conjunto de residuos orgánicos de origen animal y / o vegetal, que están en diferentes etapas de descomposición, y que se acumulan tanto en la superficie como dentro del perfil del suelo (Rosell, 1999). Además, incluye una fracción viva, o biota, que participa en la descomposición y transformación de los residuos orgánicos (Aguilera, 2000).

El COS es el principal elemento que forma parte de la MOS, por esto es común que

ambos términos se confundan o se hable indistintamente de uno u otro. Al respecto cabe señalar que los métodos analíticos determinan COS, (calcinación húmeda o seca) y que la MOS se estima a partir del COS multiplicado por factores empíricos como el de van Benmelen equivalente 1,724 (Jackson, 1964). El factor de transformación de COS a MOS puede variar entre 1,9 para suelos superficiales y 2,5 para muchos subsuelos (Broadbent, 1953). Como existe una considerable variación entre diferentes suelos y horizontes en el factor de conversión COS – MOS, es preferible informar el valor de COS sin transformar (Allison, 1965).

En la materia orgánica del suelo (MOS) se distingue una fracción lábil, disponible como fuente energética, que mantiene las características químicas de su material de origen (hidratos de carbono, ligninas, proteínas, taninos, ácidos grasos), y una fracción húmica, más estable, constituida por ácidos fúlvicos, ácidos húmicos y huminas (Galantini, 2002, Aguilera, 2000). Cada una de estas fracciones se obtiene por solubilización en medios ácidos o alcalinos. Sin embargo, este tipo de fraccionamiento se encuentra limitado por la presencia de componentes no húmicos extraídos junto con la fracción húmica y que no pueden ser separados efectivamente mediante esta metodología (Hayes y Clapp, 2001). Las sustancias húmicas son el principal componente de la MOS y representan, por lo menos el 50% de ésta (Simpson *et al.*, 2007). Las sustancias húmicas son el material orgánico más abundante del medioambiente terrestre (Hayes y Clapp, 2001). Dentro de la fracción húmica, las huminas son el componente más abundante. Las huminas incluyen una amplia gama de compuestos químicos insolubles en medio acuoso y contienen, además, compuestos no húmicos como largas cadenas de hidrocarburos, ésteres, ácidos y estructuras polares, que pueden ser de origen microbiano, como polisacáridos y glomalina, íntimamente asociados a los

minerales del suelo (Hayes y Clapp, 2001). Las huminas representan más del 50% del COS en suelos minerales (Kononova, 1966) y más del 70 % del COS en sedimentos litificados (Hedges *et al.*, 1995). En un estudio de un suelo de Irlanda manejado con pradera y trigo en labranza convencional Simpson *et al.* (2007) encontraron cinco clases de los principales compuestos de las huminas, llamadas: péptidos, especies alifáticas, carbohidratos, peptidoglican y lignina.

La MOS también se puede caracterizar de acuerdo a métodos físicos de fraccionamiento. Los métodos físicos se pueden agrupar en tres grandes grupos: tamizado, sedimentación y densitometría (Franzlubbers y Arshad, 1997, Elliot y Cambardella, 1991). En la MOS total existe una fracción de gran tamaño ($> 53 \mu\text{m}$) cuyo contenido de COS es conocido como carbono orgánico particulado (COP) o C orgánico lábil que es más activo y de rápida descomposición (Franzlubbers y Arshad, 1997).

Los isótopos de C como el ^{13}C estable y ^{14}C radiactivo proporcionan otra metodología para estudiar las transformaciones de los residuos orgánicos frescos en MOS y sus distintas fracciones. La diferencia en la abundancia natural de ^{13}C ($\delta^{13}\text{C}$) en los tejidos de las plantas C_3 y C_4 se ha utilizado como un marcador de la MOS para estudios *in situ* (Layese *et al.*, 2002). Las plantas con metabolismo C_4 , como el maíz, discriminan en menor cantidad el ^{13}C presente en forma natural en el CO_2 atmosférico comparado con las plantas C_3 . El supuesto básico de los estudios con ^{13}C es que la MOS proviene de residuos de plantas y, de esta forma, los cambios en la vegetación (C_3 o C_4) resultan en las correspondientes diferencias de ^{13}C en la MOS (Balesdent *et al.*, 1987, y Martin *et al.*, 1990).

Hétier *et al.* (1986), estudiaron los aportes a la MOS por las raíces y los exudados y productos de descomposición radical

(rizodepositación) en dos suelos, Hapludalf y Eutrochrepts, cultivados con maíz marcado con ^{14}C y se encontró que las raíces aportaban el 85% de la entrada de C, mientras que la rizodepositación alcanzó el 15%.

El uso de espectrometría por resonancia nuclear magnética (NMR) es otra técnica que permite estudiar la composición de la MOS (Hatcher *et al.*, 2001, Hayes y Clapp, 2001, y Simpson *et al.*, 2007). Ella ha permitido estudiar la estructura de las huminas (Simpson *et al.*, 2007). Otras técnicas utilizadas para estudiar las sustancias húmicas son la cromatografía líquida de alto desempeño (HPLC) (Hayes y Clapp, 2001), la espectrofotometría de reflectancia del infrarrojo cercano (NIR) (Dalal y Henry, 1986), la espectrometría de la transformada de Fourier (FTIR), el termoanálisis, la difracción de rayos X y la foto oxidación, entre otros.

La relación C orgánico lábil: C orgánico total es un indicador del efecto de diferentes sistemas productivos sobre la fracción orgánica del suelo (Galantini, 2002; Neufeldt *et al.*, 1999). Este indicador se utiliza para evaluar los cambios de MOS asociados a sistemas de labranza, uso y capacidad productiva de los suelos. La razón entre la concentración de C en la fracción arcilla-limo y el C orgánico total, o factor de enriquecimiento de C, es otro indicador que permite estudiar el almacenamiento de C en suelos con distinto historial de manejo (Matus, 2003). La “razón de estratificación” de la MOS es un indicador de calidad de suelos propuesto por Franzluebbers (2001) basado en el hecho que los suelos naturales de pradera o forestales tienen sus propiedades estratificadas en profundidad. El cálculo de la razón de estratificación de la MOS es,

$$RE_{MOS} = \frac{MOS_{sup}}{MOS_{prof}} \quad (1)$$

Donde RE_{MOS} es la razón de estratificación de la materia orgánica, MOS_{sup} es el contenido de MOS cercano a la superficie o. primera estrata de muestreo y MOS_{prof} es el contenido de materia orgánica del suelo en profundidad, en el límite de la capa arable. Tanto MOS_{sup} como MOS_{prof} se miden dentro de la capa arable. Mientras mayor es el valor de RE_{MOS} mayor es la calidad del suelo. Franzluebbers (2001) utilizó la RE_{MOS} en diferentes suelos, Ustochrept, Eutrocryept, Cryoboralf y Natriboralf manejados con labranza convencional y cero labranza. Se encontró que los suelos manejados con cero labranza tenían una mayor RE_{MOS} comparado con los mismos suelos manejados con labranza convencional.

CARBONO ORGÁNICO Y PROPIEDADES QUÍMICAS DEL SUELO

Efecto sobre la reacción del suelo

La MOS afecta la reacción del suelo (pH) debido a los diversos grupos activos que aportan grados de acidez, a las bases de cambio y al contenido de nitrógeno presente en los residuos orgánicos aportados al suelo (Aguilera, 2000). Wong *et al.* (2000) incubaron dos suelos, Oxisol (4,5 % COS) y Ultisol (2,6% COS), con poda de ramillas de árboles observándose durante los primeros 14 días un aumento en pH de 4,8 a 5,8 en el Oxisol y de 4,1 a 6,8 en el Ultisol junto a una disminución del Al intercambiable. Para el Ultisol el mejor predictor de los cambios de pH fue el

contenido total de bases de las ramillas. Los autores propusieron que el mecanismo de neutralización de la acidez se debe a una complejación de protones y Al mediante aniones orgánicos. Similares resultados encontraron Pocknee y Sumner (1997) al incubar un Hapludult (0,8 % COS, pH_{KCL} 4,01) con diferentes tipos de materiales orgánicos de origen vegetal. Aun cuando, todos los tratamientos aumentaron el pH_{KCL} del suelo, la magnitud y duración de los cambios varió con el tipo de enmienda y la tasa de aplicación. En el largo plazo, el aumento de pH podría explicarse por la liberación por mineralización de las bases de cambio contenidas en los compuestos orgánicos y por el contenido inicial de N (Pocknee y Sumner, 1997). El N contenido en los materiales vegetales originales provocaría un aumento inicial de pH asociado a formación de NH_4^+ que consume protones. La posterior nitrificación del NH_4^+ en NO_3^- resultaría en una disminución del pH debido a liberación de los protones a la solución del suelo. La disminución del pH por formación de NO_3^- no conseguiría alcanzar los niveles originales de acidez dado que una alta concentración de NH_4^+ tiene un efecto inhibitor de la nitrificación (Pocknee y Sumner, 1997). Por otro lado, la MOS tiene grupos carboxílicos y fenólicos que se comportan como ácidos débiles y tienden a disminuir el pH del suelo (Carrasco, 1992). En un Haploxeroll de Chile Central, moderadamente alcalino, Martínez *et al.* (2004) observaron una disminución del pH cercano a la superficie del suelo después de cuatro años de manejo con cero labranza (Figura 1).

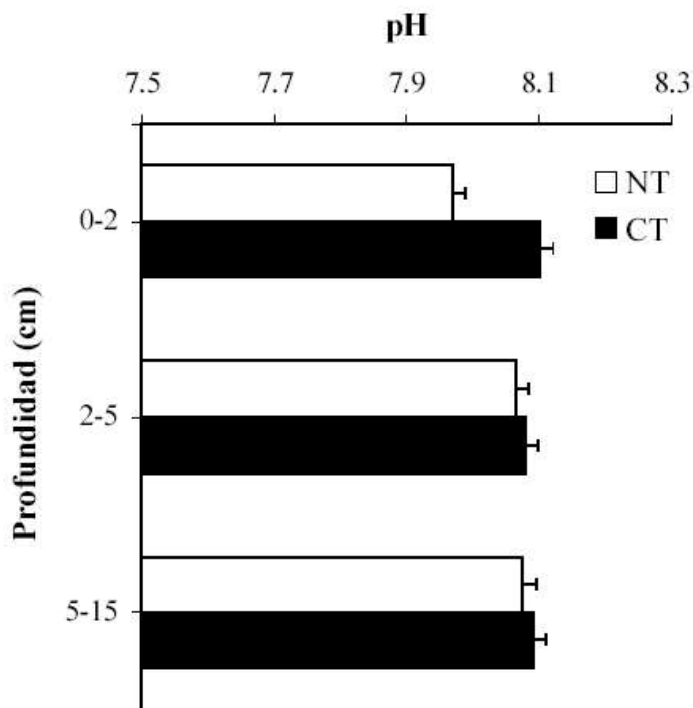


Figura 1: Efecto del sistema de labranza sobre el pH del suelo después de cuatro años de manejo (modificado de Martínez *et al.*, 2004).

Figure 1: Tillage system effect on soil pH after 4 years of no tillage and continuous till management. Adapted from Martínez *et al.*, 2004.

Carrasco (1992) señala que en suelos cercanos a la neutralidad o que tienen cantidades altas de carbonatos y bicarbonatos, el pH disminuye por aumento en la presión parcial de CO_2 en la atmósfera del suelo. El CO_2 de la atmósfera se combina con agua y forma ácido carbónico, que al disociarse genera H^+ que acidifica el suelo (Carrasco, 1992). De acuerdo a lo expuesto, la MOS tiende a aumentar el pH cuando el

suelo es ácido y tiende a disminuirlo cuando el pH del suelo es alcalino.

Magdoff *et al.* (1987) estimaron el grado tampón de un suelo frente a cambios de pH. Se encontró que en suelos con bajo nivel de COS las variaciones del COS generan grandes cambios en la capacidad tampón. Sin embargo, en suelos con alto COS las variaciones de éste sólo genera cambios marginales de la capacidad tampón (Figura 2.).

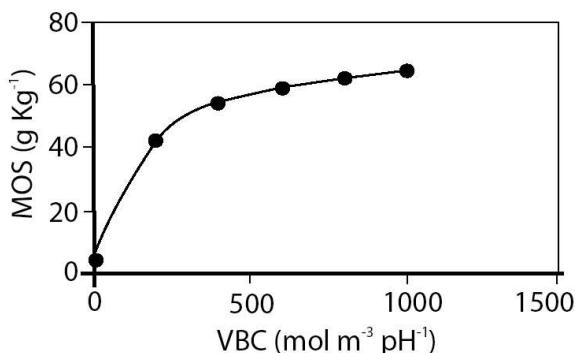


Figura 2: Efecto de la materia orgánica del suelo en la capacidad tampón de un suelo (VBC). Modificado de Magdoff *et al.*, 1987.

Figure 2: Organic matter effect on volumetric soil buffer capacity (VBC). Adapted from Magdoff *et al.*, 1987.

Capacidad de intercambio catiónico (CIC)

La CIC, es una propiedad química del suelo estrechamente vinculada a su fertilidad, depende de los coloides inorgánicos (arcillas cristalinas, geles amorfos, óxidos y sesquióxidos de hierro y aluminio) y del contenido de MOS. La mayoría de los suelos tienen una carga permanente y otra carga que varía con el pH (Krull *et al.*, 2004), observándose un aumento de la CIC con el pH, por lo que la CIC total se mide a pH 8,2 (Tan y Dowling, 1984). Se considera que la CIC permanente proviene de la fracción arcilla, mientras que la CIC variable depende de las sustancias húmicas. Los coloides inorgánicos prácticamente no varían en un suelo en particular, con valores de CIC que fluctúan entre 2 y 150 cmol (+) kg⁻¹ suelo. Por otro lado, los coloides orgánicos, son altamente dependientes del manejo y pueden tener una CIC que superan 200 meq 100 g⁻¹ de suelo. Para el caso de la fracción de MOS de alto peso molecular, el aporte en la CIC es menor (170 cmol (+) kg⁻¹) comparado con la fracción de bajo peso molecular (500 cmol (+) kg⁻¹) (Oades *et al.*, 1989, Wolf and Snyder, 2003).

La forma más común de interacción entre COS y cationes es mediante reacciones de intercambio catiónico, esto es, entre los grupos carboxílicos cargados negativamente y los cationes (Krull *et al.*, 2004). La complejación de los materiales inorgánicos por la MOS también afecta la fertilidad del suelo incrementándose, por ejemplo, la disponibilidad de P por bloqueo de potenciales sitios de reacción con Fe, Al y Ca (Oades *et al.*, 1989, y Krull *et al.*, 2004). En un Haploxeroll el contenido de COS se correlacionó positivamente con nitrógeno total, potasio disponible y relación C/N (Reyes *et al.*, 2002).

La MOS tiene la mayor capacidad de adsorción y fuerza de ligando para la mayoría de los elementos metálicos (McBride, 1999) exceptuando algunos materiales inorgánicos no cristalinos. Así, suelos con mayor MOS tienden a tener mayor concentración de metales traza, los cuales se encuentran fuertemente adsorbidos a los coloides orgánicos (McGrath *et al.*, 1988, y Thomas, 1975).

CARBONO ORGÁNICO Y PROPIEDADES FÍSICAS DEL SUELO

Agregación del suelo

El carbono orgánico del suelo tiene un efecto importante en la agregación de las partículas del suelo (Follett y Stewart, 1985), existiendo una relación entre tamaño de los agregados y contenido de COS. Mientras mayor es el contenido de COS lábil, mayor es el tamaño de los agregados (Buyanovsky *et al.*, 1994). A su vez, los agregados de menor tamaño están asociados a la fracción altamente humificada con período de

residencia en el suelo mayor a siete años (Buyanovsky *et al.*, 1994). Rothon (2000) encontró una correlación positiva entre el porcentaje de estabilidad de los agregados y el contenido de MOS. Similares resultados fueron obtenidos por Chaney y Swift (1984) en 26 suelos británicos (Figura 3) y Caravaca *et al.* (2001) en dos suelos semiáridos de España.

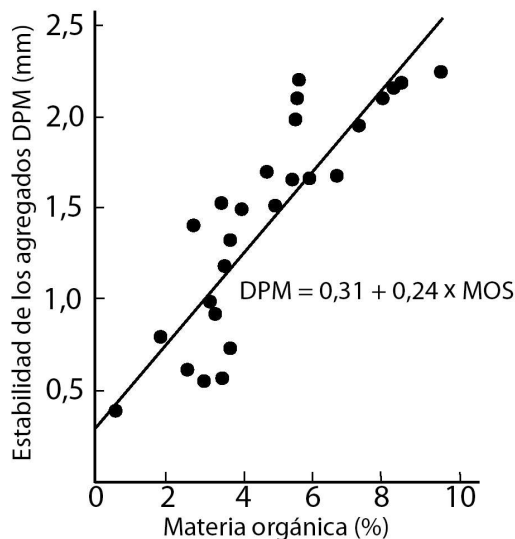


Figura 3: Relación entre la estabilidad de los agregados (DPM) y la materia orgánica del suelo (% MOS) para 26 suelos británicos. Modificado de Chaney y Swift (1984).

Figure 3: Relationship between aggregate stability (DPM) and soil organic matter (% MOS) for 26 British soils. Adapted from Chaney and Swift (1984).

En un Udipluentic Haplustept, (Texas), cultivado con sorgo, trigo y soya manejado con cero labranza y labranza convencional por 20 años, el COS se asoció positivamente con el porcentaje de agregados estables al agua (Wright y Hons, 2005). Además, hubo interacción entre el tamaño de los agregados

y la especie cultivada (Figura 4.). Al separar los distintos agregados por peso, el COS se asoció positivamente con los macroagregados, mayores a 1mm y negativamente con los microagregados del suelo ($< 0,25\text{mm}$) (Arshad *et al.*, 2004).

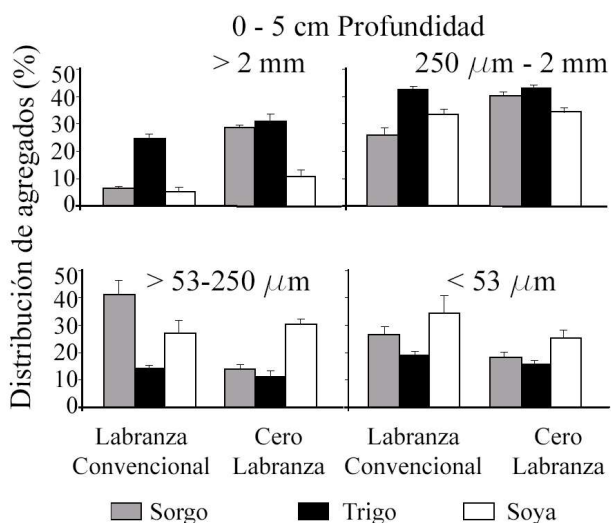


Figura 4: Distribución del tamaño de los agregados del suelo cultivado con sorgo, trigo y soya en cero labranza y labranza convencional. Las barras de error son el error estándar de la media. Modificado de Wright y Hons (2005).

Figure 4: Aggregate size distribution in a soil cropped with sorghum, wheat, and soybeans in no tillage and conventional tillage systems. Error bars represent the standard error of the mean. Adapted from Wright and Hons (2005).

Six *et al.* (2000) propusieron un modelo del ciclo de formación y destrucción de los agregados del suelo (Figura 5.). Los procesos representados en el modelo son el resultado de una interrelación entre macroagregados, el ciclo de la MOS y factores de control como la perturbación por labranza. El ciclo

comienza cuando se forma un agregado, luego se hace inestable y eventualmente es destruido. La perturbación ocurrida por la labranza, acorta el “ciclo de vida” de un macroagregado disminuyendo la formación de nuevos microagregados y la captura de C dentro de ellos (Six *et al.*, 2000).

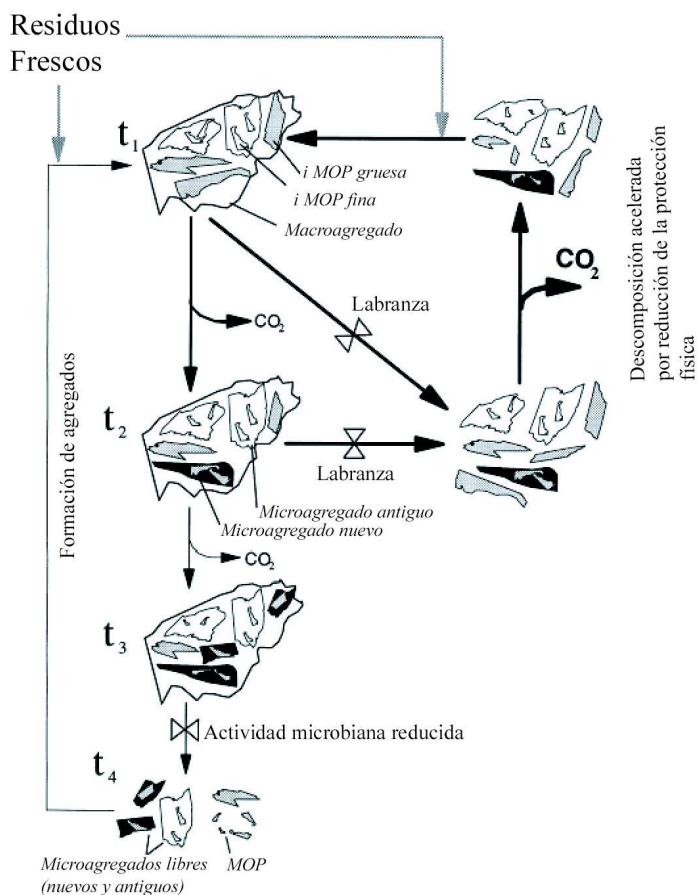


Figura 5: Ciclo de formación y destrucción de los agregados del suelo. Donde i MOP = materia orgánica particulada intra-agregados, MOP = materia orgánica particulada, t = tiempo, ∇ = Taza de cambio del proceso. Modificado de Six *et al.* (2000).

Figure 5: Cycle of formation and destruction of soil aggregates. Where MOP = intra-aggregate particulate organic matter, MOP = particulate organic matter, t = time, ∇ = process rate modifier. Adapted from Six *et al.* (2000).

Porosidad y retención de agua en el suelo

La estructura del suelo involucra la forma, grado y tamaño de los agregados. En consecuencia, la estructura del suelo afecta la porosidad y por lo tanto, la retención y disponibilidad de agua, además de su capacidad para contener aire (Acevedo y Martínez, 2003). La porosidad afecta, además, el crecimiento de las raíces de los cultivos (Acevedo y Martínez, 2003). Porosidad y retención de agua son dos parámetros que se encuentran estrechamente vinculados ya que la capacidad de retención de agua en el suelo es dependiente del número de poros, de la distribución de tamaño de poros y de la superficie específica de cada suelo (Krull *et al.*, 2004). Pikul y Allmaras (1986) estudiaron la distribución del espacio poroso con diferentes manejos de suelo y encontraron que al agregar materia orgánica aumentaban los poros de mayor diámetro, que retienen el agua con menor energía. La porosidad total del suelo depende de la densidad real y la densidad aparente del suelo mediante la siguiente relación,

$$f = 1 - \left(\frac{\rho_b}{\rho_s} \right) \quad (2)$$

Donde f es la porosidad total, ρ_b es la densidad aparente y ρ_s es la densidad de partículas o densidad real del suelo. Se puede demostrar que esta relación es idéntica a,

$$f = \frac{V_p}{V_t} \quad (3)$$

donde V_p es el volumen de poros ocupados por aire y agua, y V_t es el volumen total. La MOS generalmente tiene un efecto positivo sobre la capacidad de retención de agua del suelo (de Jong, 1983, y Haynes y Naidu, 1998), pero, el efecto sinérgico de la MOS sobre ésta y otras propiedades no es

claro (Krull, 2004). En un Mollisol de Chile Central manejado con cero labranza por cuatro años se encontró un aumento de la humedad aprovechable cercano a 30% comparado con labranza convencional en los primeros 5 cm del perfil de suelo. Este resultado se asoció a un aumento de 2,2 a 3,0 % de MOS a igual profundidad (Reyes *et al.*, 2002).

La MOS disminuye la ρ_b (Reddy, 1991, y Krull *et al.*, 2004), pero a la vez, tiende a disminuir la ρ_s , por lo que el efecto en la porosidad total no es fácil de predecir. Además, la ρ_b es fuertemente afectada por el manejo del suelo (Lampurlanés y Cantero-Martínez, 2003). Carter (2002) señala que la mantención de adecuados niveles de MOS contribuye a disminuir la ρ_b y resistencia a la compactación del suelo. En los primeros años de implementación de cero labranza la densidad aparente del suelo tiende a aumentar debido a repetidas pasadas del tractor y a la falta de mullimiento por acción de la labranza (Lampurlanés y Cantero-Martínez, 2003). Sin embargo, la disminución de la densidad aparente por labranza tiene sólo un efecto temporal, ya que el suelo después de la labranza se asienta rápidamente (Franzlubbers *et al.*, 1995).

Compactación y carbono orgánico del suelo

La compactación del suelo consiste en una reducción del espacio poroso causado por una carga aplicada a la superficie del suelo (Kulli, 2002). Se mide usualmente mediante el valor de resistencia que ofrece el suelo a ser penetrado por una herramienta de corte. La resistencia a la penetración se afecta a otras propiedades del suelo que se asocian directamente el desarrollo de las plantas y las labores agrícolas (Hazma y Anderson, 2005, y Dexter *et al.*, 2007). La resistencia a la penetración depende de varias propiedades básicas como la resistencia a la deformación del suelo, compresibilidad y fricción suelo-metal se puede asociar

a propiedades fáciles de medir como densidad aparente, contenido de agua (Dexter *et al.*, 2007), materia orgánica del suelo y cantidad de agentes cementantes (Aggarwal *et al.*, 2006). Una relación utilizada por da Silva y Kay (1997) para predecir la resistencia a la penetración (Q) es,

$$Q = a\theta^b \rho_b^c \quad (4)$$

Donde θ es el contenido volumétrico de agua en el suelo, ρ_b es la densidad aparente y a, b, c son parámetros ajustables con funciones de pedotransferencia. A todos los niveles de compactación, la resistencia a la penetración aumenta con la disminución de agua en el suelo (Kondo y Dias Junior, 1999, Lipiec *et al.*, 2002, y Aggarwal *et al.*, 2006). La resistencia a la penetración disminuye con aumentos en densidad aparente (Aggarwal *et al.*, 2006). Las prácticas de manejo de suelos como la labranza en profundidad (e.g. subsolador), cultivo en camas y la incorporación de materia orgánica pueden reducir la resistencia a la penetración en forma considerable (Gajri *et al.*, 1992, Reddy, 1991, y Aggarwal y Goswami, 2003).

Hazma y Anderson (2005), identificaron los siguientes efectos de la MOS sobre la estructura y compactación del suelo: floculación de las partículas minerales, reducción de la humectación de los agregados y cambios en la resistencia mecánica (coherencia) de los agregados. Sin embargo, se han observado diferentes efectos sobre la resistencia a la compactación dependiendo del tipo de material orgánico aportado (Ekwue, 1990). La MOS fácilmente oxidable tiene un mayor efecto en el comportamiento mecánico del suelo que la MOS total al disminuir los efectos de la compactación (Ball *et al.*, 2000). La resistencia a la compactación también se ve afectada por las variaciones en la relación C/N, el tipo de suelo y las condiciones ambientales de humedad y temperatura (Hazma y Anderson, 2005).

Como se discutió anteriormente, la MOS aumenta la estabilidad y tamaño de los agregados del suelo, por lo que debiera esperarse mayores valores de resistencia a la penetración intra-agregado. Sin embargo, con cantidades crecientes de MOS, por lo general se observa una disminución de la resistencia a la penetración cuando se mide en campo. Este efecto podría explicarse ya que la MOS aumenta la macroporosidad interagregados y en consecuencia permite un reacomodo de los agregados cuando el suelo es penetrado por un instrumento. El manejo del suelo con maquinaria pesada, por ejemplo en cero labranza, y entrada al campo cuando el suelo se encuentra muy húmedo disminuye la macroporosidad (Kulli, 2002) y, por lo tanto, aumenta la resistencia a la penetración ya que el instrumento o herramienta de corte no permite la reacomodación de los agregados. Al igual que ρ_b , la MOS ejerce un efecto sobre la resistencia a la penetración que es dependiente del manejo. Pese a esto, la MOS pareciera tener un efecto tampón sobre las fuerzas que compactan el suelo. Es decir, si bajo las mismas condiciones de manejo, un suelo es enriquecido con materia orgánica este debiera aumentar su capacidad de soportar cargas versus el mismo suelo con menor nivel de MOS.

Infiltración de agua en el suelo

En general, la MOS tiende a aumentar la tasa de infiltración de agua en el suelo. Sin embargo, también depende del manejo y de la presencia de capas compactadas dentro del perfil del suelo. En un suelo franco arenoso la aplicación de 10 T ha⁻¹ de abono verde aumentó la tasa de infiltración de agua (Reddy, 1991). Pikul y Allmaras (1986) en un Typic Haploxerol manejado por 55 años, encontraron un aumento en la conductividad hidráulica a saturación en los tratamientos con mayor aporte de materia orgánica. En un Ultic Haploxeroll Fuentes *et al.* (2004), encontraron mayores valores de conductividad hidráulica cercana a saturación

en el suelo con pradera natural (3,71% COS de 0-5 cm) que en los suelos manejados con cero labranza y labranza convencional (1,82 y 1,47% COS de 0-5 cm). En un Entic Haploxeroll manejado durante cinco años con cero labranza, al cincelar se encontró un aumento en velocidad de infiltración estabilizada (a las 4 horas) sólo después de efectuada la labor de cincelado, previo a la siembra de trigo (Aldea *et al.*, 2008). En floración y cosecha del cultivo, el efecto del cincelado sobre la velocidad de infiltración estabilizada del agua había desaparecido. En un Epiaqualf (franco limoso) se estudió el efecto del sistema de labranza, cultivo y tráfico de ruedas sobre la propiedades físicas del suelo y no hubo correlación entre la MOS y la conductividad hidráulica a saturación (Blanco-Canqui *et al.*, 2004).

CARBONO ORGÁNICO Y PROPIEDADES BIOLÓGICAS DEL SUELO

El carbono orgánico es esencial para la actividad biológica del suelo (Aguilera, 1999). Proporciona recursos energéticos a los organismos del suelo (OS), mayoritariamente heterótrofos, en forma de carbono lábil (hidratos de carbono o compuestos orgánicos de bajo peso molecular) (Borie *et al.*, 1999). Por otro lado, los OS descomponen los residuos orgánicos participando activamente en los ciclos de muchos elementos utilizados por las plantas. Además, los OS participan en la formación y estabilización de la estructura y porosidad del suelo (Singer y Munns, 1996, y Krull *et al.*, 2002).

La descomposición de los residuos orgánicos ocurre en tres fases: 1) fragmentación y mezcla con el suelo mineral efectuada por la macro y mega fauna (2-20 mm), 2) ruptura de grandes moléculas mediante la acción de enzimas liberadas por algunos hongos y bacterias y, 3) asimilación y transformación de los productos solubles generados en la etapa anterior a través de

los microorganismos del suelo (microflora y microfauna < 100µm) (Singer y Munns, 1996, y Paul *et al.*, 1999). Los productos secundarios del metabolismo de los organismos y de la ruptura de grandes moléculas se acumulan como una sustancia coloidal compleja (humus). Los productos finales de la descomposición de los residuos orgánicos y el humus son energía, agua y elementos en formas minerales. Si el oxígeno no es un factor limitante en el suelo, la descomposición se produce por respiración, en caso contrario se produce fermentación (Singer y Munns, 1996). Dependiendo del estado oxidativo del suelo el C mineralizado adopta formas oxidadas (CO₂) o reducidas (CH₄).

La biota del suelo representa de 1 a 3% del COS y el componente microbiano varía desde 100 hasta 1000 µg C g⁻¹ de suelo (Paul *et al.*, 1999). La actividad biológica actúa en la solubilización, movilización y disponibilidad de nutrientes para las plantas (Borie *et al.*, 1999) y es un indicador de cambios tempranos que modifican la dinámica de nutrientes antes que éstos puedan ser detectados por análisis químicos (Powlson *et al.*, 1987). La actividad biológica se puede determinar mediante diversos métodos, dependiendo del nivel jerárquico de tamaño corporal y funcionalidad de los organismos del suelo.

El componente microbiano incluye nematodos, protozoos, organismos filamentosos, levaduras, hongos, microalgas y una gran diversidad de bacterias, incluido los actinomicetes, el grupo archae, los quimio y fotolitotrofos y una gran cantidad de formas aun no cultivadas (Paul *et al.*, 1999). La actividad microbiana, comúnmente se estudia mediante la biomasa microbiana, la actividad enzimática y la actividad respiratoria o producción de CO₂ (Borie *et al.*, 1999). Sin embargo, la actividad microbiana también se puede determinar mediante estimación de adenosín trifosfato (ATP), estimación de la energía de carga del adenilato (AEC) y liberación de calor, entre otras (Alef y Nannipieri, 1995).

La biomasa microbiana medida como C biomásico se puede utilizar como un indicador sensible al manejo (Timan *et al.*, 1999) y a la toxicidad debido a pesticidas, metales y otros contaminantes antropogénicos (Paul *et al.*, 1999). Se estima que en suelos de pradera templados la biomasa microbiana alcanza alrededor de 1 a 2 Mg ha⁻¹ (Nannipieri *et al.*, 1989).

El estudio de la actividad enzimática se basa en el principio que bacterias y hongos liberan enzimas extracelulares que ayudan a descomponer la MOS a formas asimilables. La actividad enzimática se puede estimar mediante diversas enzimas como hidrolasas y oxidasas relacionadas con la ruptura de enlaces covalentes o permeasas relacionadas con el transporte de moléculas en la membrana celular (Sinsabaugh *et al.*, 1999).

La actividad respiratoria medida por la producción de CO₂ (C_{min}) es un indicador de la actividad de los organismos aeróbicos del suelo (Anderson y Domsch, 1989, y Borie *et al.*, 1999). La producción de CO₂ puede cambiar con la calidad del material orgánico aportado al suelo (Delaney *et al.*, 1996, y Arrigo *et al.*, 2002) y con las variaciones estacionales definidas por el clima (Swift *et al.*, 1979). También es sensible a las alteraciones producidas por distintos sistemas de labranza (Carter, 1991, Reicosky, 2002, y Acevedo y Martínez, 2003) y rotaciones de cultivo (Campbell *et al.*, 1991). La rotación de cultivos y la práctica de abonado orgánico tienen impacto positivo sobre el COS total (Arshad *et al.*, 2004) y sobre carbono biomásico (Franzluebbers *et al.*, 1994, y Wander *et al.*, 1995). En un Oxisol ubicado en Cerrados, Brasil, la densidad radical junto a los aportes de materia orgánica y cobertura vegetal, fueron los factores más importantes que controlan la cantidad de carbono biomásico del suelo (Timan *et al.*, 1999). En un suelo Fragiudalf típico manejado en forma convencional y con enmiendas orgánicas, el tratamiento convencional tuvo la menor actividad biológica, medida a través de la producción de CO₂, mientras que el

tratamiento basado en abono animal tuvo la mayor tasa respiratoria (Wander *et al.*, 1994).

En Chile, en un Typic Haploxerand, se estudió un experimento de campo de ocho años de manejo con diferentes rotaciones y se encontró que el C biomásico (C_{bio}) disminuyó con la mayor intensidad de uso del suelo, i.e. menor presencia de pradera en la rotación, de 551 a 264 mg C_{bio} g⁻¹ suelo (Zagal y Córdova, 2005). En el mismo trabajo, la relación $C_{min} \text{ COS}^{-1}$ el tuvo los mayores valores con los tratamientos más intensivos. Un bajo valor de $C_{min} \text{ COS}^{-1}$ indica que las comunidades de microorganismos son más eficientes en el uso de sus recursos energéticos (Traoré *et al.*, 2007). Otro índice muy utilizado en estudios microbiológicos (Anderson y Domsch, 1990, Anderson y Domsch, 1993, y Agnelli *et al.*, 2001) es el cociente metabólico ($qCO_2 = C_{min} C_{bio}^{-1} h^{-1}$). Un mayor valor del qCO_2 indica que los microorganismos son menos eficientes en el uso de sus recursos energéticos, o bien, son más eficientes descomponiendo residuos orgánicos.

Un grupo de organismos de particular importancia en los suelos son los hongos que forman micorrizas. Éstos se encuentran presentes en todos los suelos arables, colonizando prácticamente todos los cultivos y malezas (Hendrix *et al.*, 1995). Los hongos ectomicorrícicos y los hongos micorrícico arbusculares se distribuyen de acuerdo al bioma, los primeros predominan en biomas de tipo mésico con suelos generalmente ricos en carbono orgánico, y los segundos tienden a ser más abundantes en biomas áridos y semiáridos en suelos generalmente pobres en carbono orgánico (Allen *et al.*, 1995). Los hongos micorrícico arbusculares pueden aportar COS por la masa de sus micelios extracelulares y mediante la producción de una glicoproteína llamada glomalina (Zhu y Miller, 2003). Dada la naturaleza insoluble y altamente resistente a la descomposición, la glomalina, se asocia directamente con la estabilidad de los agregados del suelo (Wright y Upadhyaya (1998).

Otro grupo de organismos que se beneficia de la abundancia de residuos orgánicos del suelo son las lombrices. Consumen materia orgánica mezclada con suelo, de donde obtienen energía y nutrientes, generando galerías que aumentan la macroporosidad del suelo (Amador *et al.*, 2003), aumentan la agregación y la infiltración (USDA, 2001) y mejoran las condiciones químicas del suelo mediante sus deyecciones o coprolitos (Brown, 1995). Existe una alta correlación

entre el número de lombrices y la cantidad y calidad de los residuos aportados al suelo (Kladivko, 1993, y Deibert y Utter, 1994). En general los cultivos de cereales, como trigo, y las praderas tienen más lombrices que los cultivos que dejan menos cantidad de residuo en el campo (Edwards y Bohlen, 1996). El manejo del suelo, junto con afectar la acumulación de COS actúa en el número (Kladivko, 1993) y peso de las lombrices del suelo (Cuadro 2) (Acevedo y Martínez, 2003).

Cuadro 2: Número de lombrices en distintos sistemas de labranza (modificado de Acevedo y Martínez, 2003)

Table 2: Number of earthworms in various tillage systems (adapted from Acevedo and Martínez, 2003)

Sistema de labranza	COS ¹ (%)	Número (Lombrices ha ⁻¹)	Peso seco (k ha ⁻¹)
Labranza convencional	1,4	0	0
Cero labranza, 3 años.	1,7	620.000	28
Cero labranza, 6 años	1,7	2.760.000	104

¹ Carbono orgánico del suelo 0-5 cm de profundidad. Modificado de Acevedo y Martínez, 2003.

FLUJOS DE C EN EL SUELO, DIFUSIÓN DE CO₂

En condiciones naturales el carbono se incorpora al suelo a través del aporte continuo de material orgánico, principalmente de origen vegetal. En suelos cultivados el mayor aporte de C ocurre con los residuos de cosecha. El C del suelo se puede perder en forma gaseosa (CO₂, CH₄) por difusión directa hacia la atmósfera. El aire del suelo tiene una composición similar a la de la atmósfera pero difiere en la concentración de los gases. El aire del suelo tiene una mayor concentración de CO₂ respecto al aire atmosférico. Los gases entran o salen del suelo por flujo de masa y por difusión. El flujo de masa se produce debido a variaciones de temperatura y de presión

entre las distintas capas del suelo y entre éste y la atmósfera (Healy *et al.*, 1996).

Estos gradientes hacen que entre y salga aire del suelo arrastrando a todos sus componentes. El mecanismo dominante de transporte de gases en el suelo es la difusión, en que el movimiento de cada componente del aire del suelo responde a un gradiente de concentración. El flujo (*J*) de gases por difusión, en estado de régimen estacionario, a través de un medio poroso como el suelo está descrito en la primera ley de Fick, por,

$$J = -D^* \left(\frac{dc}{dz} \right) \quad (5)$$

Donde D^* es la difusividad del gas en el suelo y dc/dz es el gradiente de concentración del gas. Si se supone que las propiedades del suelo son isotrópicas y que la disolución del gas en el agua es despreciable, entonces, D^* se puede descomponer como,

$$J = \tau \theta_A D \left(\frac{\partial c}{\partial z} \right) \quad (6)$$

Donde τ es la tortuosidad, θ_A es la porosidad llena de aire, D es la difusividad molecular binaria para el gas y $(\partial c/\partial z)$ es el gradiente de concentración del gas en profundidad. En condiciones de flujo transiente, es decir en que J entrada es distinto a J salida, ya sea por consumo o generación del gas en un volumen determinado de suelo por organismos, el movimiento puede describirse usando criterios de conservación de acuerdo a;

$$\tau \theta_A D \left(\frac{\partial^2 c}{\partial z^2} \right) - \lambda \theta_A c = \theta_A \left(\frac{\partial c}{\partial t} \right) \quad (7)$$

Donde λ es una constante de consumo o generación del gas y t es el tiempo. La ecuación 7 supone que no hay fuentes externas al suelo para el gas, que la producción o consumo es un proceso que ocurre de acuerdo a una cinética de primer orden, que los intercambios de gas con el agua del suelo son despreciables y que las propiedades del suelo son uniformes.

Medición del flujo de CO₂

Para estimar la tasa de intercambio (f_T) del gas en la superficie del suelo, entre el suelo y la atmósfera es conveniente establecer supuestos y las condiciones de borde necesarias que acoten la resolución de la ecuación diferencial a un número finito de soluciones. En la ecuación 8 la ecuación 6 es evaluada a $z = 0$,

$$f_T = \tau \theta_A D \left(\frac{\partial c}{\partial z} \right)_{z=0} \quad (8)$$

Si se pone una cámara cerrada sobre el suelo, la absorción o emisión neta de gas en la superficie del suelo cubierto por la cámara es igual a la tasa de cambio de la concentración del gas en la cámara. Este valor estima f_T sólo si la cámara no afecta los procesos de producción, consumo o transporte del gas. El flujo estimado mediante el método de la cámara es,

$$FE = h \left(\frac{\partial c^*}{\partial t} \right) \quad (9)$$

Donde h es el volumen de la cámara por unidad de superficie de suelo cubierta (corresponde a la altura de la cámara, L , si ésta tiene una sección constante) y c^* es la concentración del gas en la cámara sobre el suelo.

Las cámaras más utilizadas para medir el intercambio gaseoso entre el suelo y la atmósfera son estáticas con o sin agitación interna. Estas cámaras, sin embargo subestiman el flujo entre el suelo y la atmósfera (Healy *et al.*, 1996). Esto se debe a la distorsión del gradiente de concentración del gas causado por los cambios de concentración del gas en la cámara y la lentitud del transporte por difusión del gas en el suelo comparado con la mezcla turbulenta del gas en la cámara. Las discrepancias pueden ser importantes, de un 6 a un 35 y hasta un 80% (Healy *et al.*, 1996). Para evitar este problema, en el caso de utilizar un analizador infrarojo de gases o un cromatógrafo de gases, se debe minimizar la duración de la medición, insertar las paredes de la cámara en el suelo (evita la difusión radial del gas) y aumentar la altura y radio de la cámara, llegando así a mediciones satisfactorias del intercambio de gas entre el suelo y la atmósfera. El problema de las mediciones instantáneas es que sus resultados son difíciles de extrapolar

a períodos de tiempo mayores. El beneficio de las mediciones instantáneas es la comodidad de disponer de aparatos portátiles que entregan resultados rápidos. Previo a mediados de la década de 1980 se utilizaron extensamente cámaras estáticas con trampas de absorción alcalinas (Hutchinson y Rochette, 2003). Las trampas alcalinas tienen una cantidad conocida de solución (NaOH, KOH) o hidróxido de calcio (seco) ubicado en contenedores cerca de la superficie del suelo por períodos largos de tiempo, frecuentemente 12 a 24 horas. Además frecuentemente se corrige la cantidad preexistente de CO₂ en las cámaras mediante el uso de blancos, es decir cámaras cerradas no conectadas al suelo con trampa alcalina (Zibilske, 1994). Posteriormente, la cantidad de CO₂ atrapado es determinada por titulación, o por pérdida de peso, en el caso de utilizar hidróxido de calcio (Hutchinson y Rochette, 2003). El beneficio de esta metodología es que puede evitar las variaciones de emisión de CO₂ desde el suelo debido a cambios repentinos en las condiciones ambientales durante un día.

MANEJO DEL SUELO Y CAPTURA CARBONO

Las prácticas de manejo que alteran el rendimiento de los cultivos y la productividad de los suelos pueden afectar la superficie del suelo con los consiguientes efectos en el secuestro de C y las emisiones de gases de efecto invernadero (West y Marland, 2003). La labranza es una práctica que fue introducida con el fin de facilitar labores agrícolas, entre las que destacan control de malezas, formación de cama de semillas que lleven a una buena germinación y establecimiento del cultivo, incorporación de fertilizantes y pesticidas al suelo, incorporación de residuos del cultivo anterior y materia orgánica al suelo (Acevedo y Silva, 2003). La labranza consiste comúnmente en la inversión y mullimiento de la capa superficial del suelo (15-30 cm) a través del paso de arado y rastra que, cuando se operan

con una humedad adecuada, resultan en una disgregación y mullimiento del suelo mejorando sus propiedades mecánicas para su posterior intervención (siembra u otro) (Acevedo y Martinez, 2003).

Junto con facilitar las labores de siembra, controlar malezas y generar el mullimiento deseado, la labranza expone el suelo a los principales agentes erosivos (agua y viento) y facilita el contacto de los organismos heterótrofos del suelo con la presión parcial de oxígeno de la atmósfera (ca. 20 kPa), favoreciendo la mineralización de la MOS. Por el contrario, la falta de oxígeno en ambiente mal drenados o con poca aireación disminuye la descomposición de la MOS (Singer y Munns, 1996, y Haraguchi *et al.*, 2002). La perturbación del suelo por labranza es una de las mayores causas de la disminución de la MOS (Balesdent *et al.*, 1990, Six *et al.*, 2004, y Olson *et al.*, 2005) y del tamaño y estabilidad de los agregados del suelo cuando los ecosistemas nativos son convertidos a la agricultura (Six *et al.*, 2000).

Johnson (1995) modeló el comportamiento del COS bajo escenarios de manejos en el tiempo, basado en una relación de producción / descomposición (P/D) de residuos orgánicos (Figura 6). Cuando el cociente P/D es igual a la unidad, el COS se encuentra en estado de régimen estacionario. Si el suelo se perturba, por ejemplo por inclusión a la agricultura convencional, el sistema actúa en forma transiente y el P/D disminuye, debido a que la descomposición es mayor a la producción de C. El estado transiente perdura hasta alcanzar un nuevo nivel basal de COS, produciéndose un nuevo estado de equilibrio o régimen estacionario. En este estado el suelo no pierde más COS debido a la presencia de formas altamente recalcitrantes resistentes a la mineralización. Si en este nivel el suelo es manejado con prácticas conservacionistas se induce a una nueva reacumulación de COS (nuevo estado transiente) y el cociente P/D crece por sobre la unidad. El nuevo estado transiente perdura hasta alcanzar un nuevo nivel de equilibrio

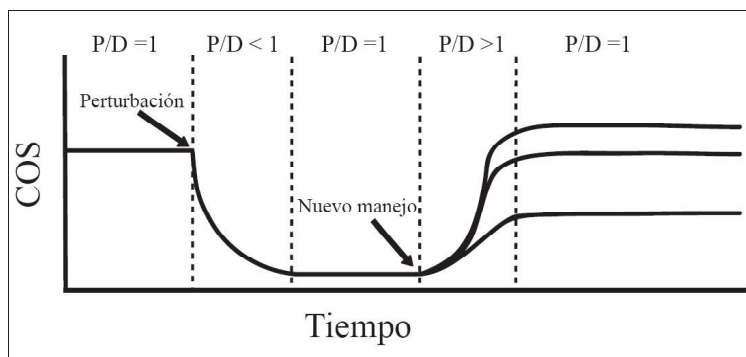


Figura 6: Cambios en el carbono orgánico del suelo inducidos por perturbación y posterior reacumulación por aplicación de manejo de conservación. Modificado de Johnson, 1995.

Figure 6: Soil organic carbon changes induced by soil perturbation followed by conservation management. Adapted from Johnson, 1995.

(Loveland and Webb, 2003). El nuevo equilibrio puede ser menor, mayor o igual al estado inicial del suelo antes de ser perturbado.

El punto en el cual la cantidad de C del suelo alcanza un equilibrio relativo bajo un escenario específico de manejo se denomina “capacidad de almacenamiento de COS” (West and Marland, 2003). Sin embargo, la capacidad de almacenamiento de C no es necesariamente el mayor nivel de C que un suelo puede alcanzar. El COS puede alcanzar un nivel máximo de acumulación denominado punto de saturación, en el que la tasa de almacenamiento es igual a cero frente a niveles crecientes de ingreso de residuos orgánicos (Six *et al.*, 2002, West and Six, 2007, Stewart *et al.*, 2007, Stewart *et al.*, 2008). Por esta razón, no es recomendable utilizar el nivel de C orgánico de suelos vírgenes como una medida de referencia del punto de saturación de C en el suelo.

La mantención de los residuos de cosecha contribuye a la acumulación de COS, los materiales orgánicos de los tejidos de hojas, tallos y raíces aportan polímeros complejos como celulosa y lignina (Wagner y Wolf, 1998). Otra fuente de residuos corresponde a los abonos de origen animal, cuya composición puede generar efectos diferentes

con respecto a los residuos vegetales para iguales tasas de incorporación (Krull *et al.*, 2004).

La erosión del suelo, favorecida por la disminución de la MOS y de los residuos orgánicos que cubren el suelo disminuye la capacidad productiva del sistema. La erosión es comúnmente apreciada ya que hay remoción física de suelo perdiéndose parte de la capa superficial. La productividad del suelo baja en función a la magnitud de suelo removida por erosión ya que son las capas más superficiales del suelo las que concentran la mayor concentración de carbono y de nutrientes (Bauer y Black, 1994, y Acevedo y Martínez, 2003). La materia orgánica del suelo es el principal componente del suelo que se ve influenciado por el sistema de labranza (Álvarez *et al.*, 1995).

El contenido de MOS disminuye frecuentemente con la intensidad de labranza incrementando los flujos de CO₂ desde el suelo hacia la atmósfera (Reicosky *et al.*, 1997). En cero labranza se promueve la acumulación de MOS (Balesdent *et al.*, 1990, y Martínez *et al.*, 2004), principalmente en los primeros centímetros del perfil de suelo (Havlin *et al.*, 1990, Undurraga, 1990, Salinas-García *et al.*, 1997, Franzluebbers, 2001, y Reyes *et al.*, 2002).

En un estudio del efecto de diferentes

sistemas de labranza (tradicional, cincel y cero labranza) y diferentes cultivos sobre la emisión de CO₂, la labranza tradicional generó los mayores flujos de CO₂ hacia la atmósfera (Reicosky *et al.*, 1997). En el mismo estudio no se encontró relación entre el CO₂ acumulado después de labranza y el contenido de N inorgánico por lo que se concluyó que la respiración microbiana tuvo un efecto menor. La liberación de CO₂ inmediatamente después de efectuada la labranza estuvo más influenciada por cambios inducidos en la porosidad del suelo. Después de tres meses de efectuados los tratamientos de labranza, las pérdidas de CO₂ afectaron mayormente a los suelos manejados con sistemas de labranza convencional (Reicosky, 2002).

CARBONO ORGÁNICO Y PRODUCTIVIDAD DEL SUELO

Existen diversas definiciones de productividad, y el término suele confundirse con producción. La productividad se

entiende como una cantidad producida por un vector de insumos (*ej.* fertilizantes, agua, energía, entre otros). Desde la segunda mitad del siglo veinte se ha observado un continuo aumento de la producción de los cultivos. El aumento en producción comenzó con el aumento del potencial de rendimiento de los cultivos a través del mejoramiento genético e intensificación del manejo agronómico que permitió que el mayor potencial se expresase. A pesar del aumento en producción se observó, sin embargo, una pérdida de productividad de cultivos y rotaciones (Vlek *et al.*, 1981, Figura 7). El manejo agronómico convencional incluye la labranza del suelo, lo que ha provocado pérdidas del COS a valores cercanos a la mitad de los niveles previos a la puesta de los suelos en cultivo (Figura 8) (Sierra, 1990, Reicosky *et al.*, 1995, y Reicosky, 2002). Este efecto se ha observado en ensayos de largo plazo, incluso con incorporación continua de altos niveles de residuos orgánicos (Reicosky *et al.*, 1995).

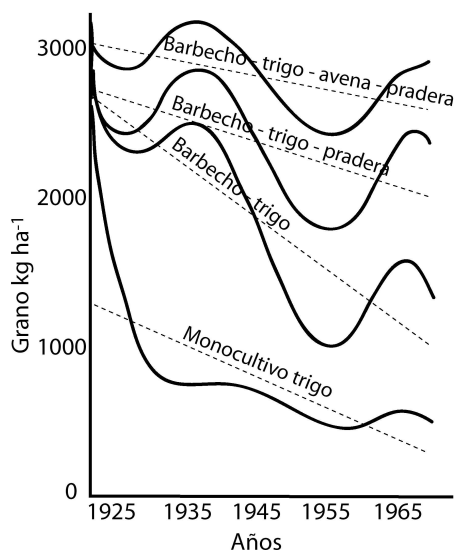


Figura 7: Cambios en la productividad de diferentes cultivos y rotaciones en el tiempo. Modificado de Vlek *et al.*, 1981.

Figure 7: Productivity changes of different crops and rotations over the time. Adapted from Vlek *et al.*, 1981.

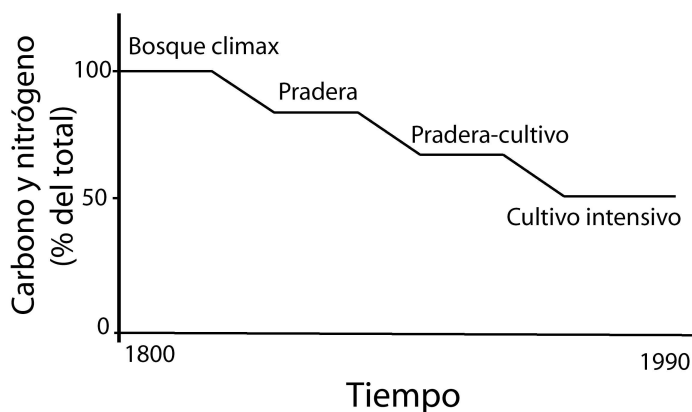


Figura 8: Disminución del carbono y nitrógeno del suelo por aumento de la intensidad de uso. Modificado de Sierra, 1990.

Figure 8: Soil carbon and nitrogen decreasing by enhanced land-use intensity. Adapted from Sierra, 1990.

Como se ha discutido, los cambios en el COS afectan las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo, las que a su vez determinan su capacidad productiva (Schlesinger, 2000, Bauer y Black, 1994, y Sánchez *et al.*, 2004.). En un suelo franco de las Grande Planicies, USA, Bauer y Black (1994) estimaron que un aumento de 1 t ha^{-1} de MOS en los primeros 30 cm del suelo era equivalente a un aumento en productividad de 15 kg ha^{-1} en granos de trigo.

CONCLUSIONES

El suelo es un importante compartimiento dentro del ciclo global del C. Además, el suelo puede actuar como fuente o reservorio de C hacia la atmósfera, dependiendo del uso que se le asigne. El manejo agrícola convencional de suelos, con uso intensivo del arado, promueve la liberación de C hacia la atmósfera, mientras que el uso conservacionista favorece la acumulación de C en formas orgánicas dentro del suelo. El COS favorece la agregación del suelo y consecuentemente interviene en la

distribución del espacio poroso del suelo, afectando diversas propiedades físicas, como humedad aprovechable, capacidad de aire y movimiento de agua y gases en el suelo. Además el COS, formado por compuestos de diversa naturaleza química y estado de descomposición, interviene en las propiedades químicas del suelo, aumenta la CIC y la capacidad tampón sobre la reacción del suelo (pH). Producto de la mineralización de la MOS, se liberan diversos nutrientes para las plantas, muchos de los cuales son aportados en forma deficitaria por los minerales del suelo. El C orgánico del suelo interviene en las propiedades biológicas, básicamente actuando como fuente energética para los organismos heterótrofos del suelo. El COS, a través de los efectos en las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo ha resultado ser el principal determinante de su productividad.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el financiamiento y apoyo de los proyectos Fondecyt 1050565 y FONDEF D99I 1081. Además, se

agradecen los aportes y comentarios realizados al manuscrito por los editores de la revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal.

LITERATURA CITADA

- ACEVEDO, E. y MARTÍNEZ, E., 2003. Sistema de labranza y productividad de los suelos, en Acevedo, E.: *Sustentabilidad en Cultivos Anuales*. Santiago, Universidad de Chile, Serie Ciencias Agronómicas N° 8, p. 13-25.
- ACEVEDO, E. Y SILVA, P., 2003. *Agronomía de la cero labranza*. Universidad de Chile, Serie Ciencias Agronómicas, N° 10. 132p.
- AGGARWAL, P., Goswami, B., 2003. Bed planting system for increasing water use efficiency of wheat grown on Inceptisol. *Indian J. Agric. Sci.* 73, 422-425.
- AGGARWAL, P., Choudhary, K.K., Singh, A.K., Chakraborty, D., 2006. Variation in soil strength and rooting characteristics of wheat in relation to soil management. *Geoderma*. 136, 353-363.
- AGUILERA, S.M., 2000. Importancia de la protección de la materia orgánica en suelos. Simposio Proyecto Ley Protección de Suelo. Boletín N° 14. Valdivia, Chile. p. 77-85.
- ALDEA, A., SILVA, P., MARTÍNEZ E., ORTIZ M., ACEVEDO E. 2008. Efecto del cincelado en un suelo Mollisol manejado en cero labranza. *Simiente* (en prensa).
- ALLEN, E.B., ALLEN, M.F. HELM D.J., TRAPPE, J.M., MOLINA, R., RINCON, E., 1995. Patterns and regulation of mycorrhizal plant and fungal diversity. *Plant and Soil*. 170, 47-62.
- ALLISON, L.E., 1965. Organic Carbon. In: C.A. Black. *Methods of soil analysis. Chemical and microbiological properties*. Number 9 (Part 2) in the series *Agronomy*. Madison, Wisconsin USA. Pp: 1367-1378.
- ALEF, K., NANNIPIERI, P., 1995. *Methods in applied soil microbiology and biochemistry*. Academic Press. 576 p.
- ALVAREZ, R., DÍAZ, R., BARBERO, N., SANTANATOGLIA, O., BLOTTA, L., 1995. Soil organic carbon, microbial biomass and CO₂ – C production from three tillage systems. *Soil Till. Res.* 33, 17-28.
- AMADOR, J.A., GÖRRES, J.H., SAVIN, M.C., 2003. Carbon and nitrogen dynamics in *Lumbricus terrestris* (L.) burrow soil: relationship to plant residues and macropores. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67, 1755-1762.
- ANDERSON, J.P.E., DOMSCH, K.H., 1989. Ratios of microbial biomass carbon to total carbon in arable soils. *Soil Biol. Biochem.* 21, 471-479.
- ANDERSON, T.-H. DOMSCH, K.H., 1990. Application of eco-physiological quotients (qCO₂ and qD) on microbial biomass from soil of different cropping histories. *Soil Biol. Biochem.*, 22, 251-255.
- ANDERSON, T.-H., DOMSCH, K.H., 1993. The metabolic quotient for CO₂ (qCO₂) as a specific activity parameter to assess the effects of environmental conditions, such as pH, on the microbial biomass of forest soils. *Soil Biol. Biochem.*, 25, 393-395.
- AGNELLI, A., UGOLINI, F.C., CORTI, G., PIETRAMELLARA, G., 2001. Microbial biomass-C and basal respiration of fine earth and highly altered rock fragments of two forest soils. *Soil Biol. Biochem.*, 33, 613-620.
- ARSHAD, M.A., Franzluebbers, A.J., Azooz, R.H., 2004. Surface-soil structural properties under grass and cereal production on a Mollic Chernozem in Canada. *Soil till. Res.* 77, 15-23.
- ARRIGO, N. M., JIMENEZ, M. P., EFFRON, D., DEFRIERI R., 2002. Carbono de respiración de un suelo forestal y su relación con la calidad de la hojarasca. *Agric. Téc.* 62 (2), 331-338.

- BALL, B.C., CAMPBELL, D.J., HUNTER, E.A., 2000. Soil compactibility in relation to physical and organic properties at 156 sites in UK. *Soil Till. Res.* 57, 83–91.
- BALESDENT, J., MARIOTTI, A., GUILLET, B., 1987. Natural ¹³C abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, 25-30.
- BALESDENT, J., MARIOTTI, A., BOISGONTIER, D., 1990. Effects on tillage on soil organic carbon mineralization estimated from ¹³C abundance in maize fields. *J. Soil Sci.* 41, 584-596.
- BAUER, A., BLACK, A. L., 1994. Quantification of the effect of soil organic matter content on soil productivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 185-193.
- BLANCO-CANQUI, H., GANZTER, C.J., ANDERSON, S.H., ALBERTS, E.E., 2004. Tillage and crop influences on physical properties for an Epiaqualf. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 68, 567-576.
- BORIE, G., AGUILERA, S.M. y PEIRANO, P., 1999. Actividad biológica en suelos. *Frontera Agrícola.* 5, 29-32.
- BROADBENT, F. E., 1953. The soil organic fraction. *Advan. Agron.* 5, 153-183.
- BUYANOVSKY G.A., ASLAM M., WAGNER G.H., 1994. Carbon turnover in soil physical fractions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 1167-1173.
- CAMPBELL, C.A., BIEDERBECK, V.O. ZENTNER, R.P., LAFOND, G.P., 1991. Effect of crop rotations and cultural practices on soil organic matter, microbial biomass and respiration in a thin Black Chernozem. *Can. J. Soil Sci.* 71, 363-376.
- CARAVACA, F., LAX, A. ALBALADEJO, J. 2001. Soil aggregate stability and organic matter in clay and fine silt fractions in urban refuse-amended semiarid soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65, 1235–1238
- CARRASCO, M. A., 1992. El suelo como sistema químico. En Vera W.: *Suelos, una visión actualizada del recurso.* Publicaciones Miscelaneas Agrícolas N° 38, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, 345 p.
- CARTER, M.R., 1991. The influence of tillage on the proportion of organic carbon and nitrogen in the microbial biomass of medium-textured soils in a humid climate. *Biol. Fertil. Soil.* 11, 135-139.
- CARTER, M.R., 2002. Soil quality for sustainable land management: organic matter and aggregation interactions that maintain soil functions. *Agron. J.* 94, 38-47.
- CHANEY, K., SWIFT, R. S., 1984. The influence of organic matter on aggregate stability in some British soils. *Journal of Soil Science* 35, 223-230.
- DALAL, R.C., HENRY, R.J., 1986. Simultaneous determination of moisture, organic carbon, and total nitrogen by near infrared reflectance spectrophotometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, 120-123.
- DA SILVA, A.P., KAY, B.D., 1997. Estimating the least limiting water range of soils from properties and management. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61, 877–883.
- DEIBERT, E.J., UTTER, R.A., 1994. Earthworm populations related to soil and fertilizer management practices. *Better Crops* 78:9-11.
- DE JONG, R., 1983. Soil water desorption curves estimated from limited data. *Canadian Journal of Soil Science.* 63, 697-703.
- DELANEY, M.T., FERNÁNDEZ, I.J., SIMMONS J.A., BRIGGS, R.D., 1996. Red maple and white pine litter quality: Initial changes with decomposition. *MAFES University of Main. Technical Bulletin* 162, 1-19.

- DEXTER, A.R., CZYŻ, E.A., GA, TE, O.P., 2007. A method for prediction of soil penetration resistance. *Soil Till. Res.* 93, 412-419.
- EDWARDS, C.A., BOHLEN, P.J., 1996. *Biology and ecology of earthworms*. 3rd ed. Chapman & Hall, London, UK.
- EKWUE, E.J., 1990. Organic matter effect on soil strength properties. *Soil Tillage Res.* 16, 289-297.
- ELLIOT E.T., CAMBARDELLA C.A., 1991. Physical separation of soil organic matter. *Agric. Ecosystems Environ.*, 34, 407-419.
- ESWARAN H., E., VAN DEN BERG, REICH, P., 1993. Organic carbon in soils of the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57, 192-194.
- FAO, 2001. Soil carbon sequestration for improved land management. *World soil reports* 96. Rome, 58 p.
- FORTIN, M.-C., ROCHETTE, P., PATTEY, E., 1996. Soil carbon dioxide fluxes from conventional and no-tillage small-grain cropping systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60, 1541-1547.
- FRANZLUBBERS, A.J., HONS, F.M., Zuberer, D.A., 1994. Long-term changes in soil carbon and nitrogen pools in wheat management systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 1639-1645.
- FRANZLUBBERS, A.J., HONS, F.M., Zuberer, D.A., 1995. Tillage and crop effects on seasonal dynamics on soil CO₂ evolution, water content, temperature, and bulk density. *Appl. Soil Ecol.*, 2, 95-109.
- FRANZLUBBERS A. J. ARSHAD M. A., 1997. Particulate organic carbon content and potential mineralization as affected by tillage and texture. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61, 1382-1386.
- FRANZLUBBERS, A. J., 2001. Soil organic matter stratification ratio as an indicator of soil quality. *Soil Till. Res.*, 66, 95-106.
- FRANZLUBBERS A. J., 2002. Water infiltration and soil structure related to organic matter and its stratification with depth. *Soil Till. Res.*, 66, 197-205.
- FOLLETT, R.F., STEWART, B.A., 1985. *Soil Erosion and Crop Productivity*. American Society of Agronomy .Madison, Wisconsin, USA. 1985; p. 533.
- GAJRI, P.R., ARORA, V.K., PARIHAR, S.S., 1992. Tillage management for efficient water and nitrogen use in wheat following rice. *Soil Till. Res.* 24, 167-182.
- GALANTINI, J. A., 2002. Contenido y calidad de las fracciones orgánicas del suelo bajo rotaciones con trigo en la región semiárida pampeana. *INTA, Argentina. RIA*, 30, 125-146.
- GIFFORD, R.M., 1994. The global carbon cycle: A viewpoint on the missing sink. *Aust. J. Plant Physiol.* 21, 1-15.
- HARAGUCHI A., KOJIMA H., HASEGAWA C., TAKAHASHI Y., IYOBE T., 2002. Decomposition of organic matter in peat soil in a minerotrophic mire. *Eur. J. Soil Biol.*, 38, 89-95.
- HATCHER, P.G., DRIA, K.J., KIM, S., FRAZIER, S.W., 2001. Modern analytical studies of humic substances. *Soil Sci.*, 166, 770-794.
- HAVLIN, J.L., KISSEL, D.E., MADDUX, L.D., CLASSEN, M.M., LANG, J.H., 1990. Crop rotation and tillage effects on soil organic carbon and nitrogen. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54, 448-452.

- HAYES, M. H. B., CLAPP, C. E., 2001. Humic substances: considerations of compositions, aspects of structure, and environmental influences. *Soil Science*, 166, 723 – 737.
- HAYNES, R. J., NAIDU, R., 1998. Influence of lime, fertilizer and manure applications on soil organic matter content and soil physical conditions: a review. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 51, 123-137.
- HAZMA, M.A., ANDERSON, W.K., 2005. Soil compaction in cropping systems. A review of the nature, causes and possible solutions. *Soil Till. Res.* 82, 121-145.
- HEALY, R. W., STRIEGL, R.G., RUSSELL, T.F., HUTCHINSON, G.L., LIVINGSTON, G.P., 1996. Numerical evaluation of static-chamber measurements of soil-atmosphere gas exchange: Identification of physical processes. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60, 740-747.
- HENDRIX, J.W., GUO, B.Z., AN, Z.-Q., 1995. Divergence of mycorrhizal fungal communities in crop production systems. *Plant and Soil*. 170, 131-140.
- HEDGES, J. I.; KEIL, R. G., 1995. Sedimentary organic-matter preservations - an assessment and speculative synthesis. *Mar. Chem.*, 49 (2-3), 81-115.
- HÉTIER, J.M., ANDREUX, F., SCHOULLER, E., MAROL, C., 1986. Organic matter inputs to soil after growth of carbon-14 – nitrogen-15 labeled maize. *Soil Sci. Soc. A.*, 50, 76-80.
- HUTCHINSON, G.L., ROCHETTE, P., 2003. Non –flow-through steady-state chambers for measuring soil respiration: numerical evaluation of their performance. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67, 166-180.
- JACKSON, M. L., 1964. Análisis químico de suelos (Traducido por J. Beltrán). Ediciones Omega, S. A. Barcelona, España. 662 p.
- JOHNSON, M.G., 1995. The role of soil management in sequestering soil carbon. In R. Lal, J. Kimble, E. Levine, B.A. Stewart: *Soil management and greenhouse effect*. Lewis publisher, Boca Raton, F.L. USA. Pp. 351-363.
- KERN, J. S., JOHNSON, M. G., 1993. Conservation tillage impacts on national soil and atmospheric carbon levels. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57, 200-210.
- KLADIVKO, E.J., 1993. Earthworms and crop management. *Agronomy* 279. Purdue Univ.
- Extension Service. <http://www.agcom.purdue.edu/AgCom/Pubs/AY/AY-279.html>.
- KONDO, M.K., DIAS JUNIOR, M.S., 1999. Soil compressibility of three latosols as a function of moisture and use. *Revista Brasileira de Ciencia do Solo* 23, 211–218
- KONONOVA, M. M., 1966. Soil organic matter. Its nature, its role in soil formation and in soil fertility, 2nd ed.; Pergamon Press: Oxford.U.K.
- KRULL, E. S., SKJEMSTAD, J. O., BALDOCK, J. A., 2004. Functions of soil organic matter and the effect on soil properties. Grains Research & Development Corporation report Project No CSO 00029.
- KULLI, B., 2002. Analysis of flow patterns. The influence of soil compaction and soil structure on the infiltration pathways of dye tracer solutions and the quantitative evaluation of flow patterns. Thesis for the degree of Doctor of Natural Sciences, Swiss Federal Institute of Technology. 109 p.
- LAL, R., ECKERT, D. J., FAUSEY, N. R., EDWARDS, W. M., 1990. Conservation tillage in sustainable agriculture. In: C. A. Edwards, R. Lal, P. Madden, R. H. Miller and G. House, *Sustainable Agriculture Systems*. Soil and Water Conservation Society, Iowa, USA, pp. 203-225.

- LAL, R., 1997. Residue management, conservation tillage and soil restoration for mitigating greenhouse effect by CO₂ – enrichment. *Soil Till. Res.* 43, 81-107.
- LAMPURLANÉS, J., C. CANTERO-MARTINEZ., 2003. Soil bulk density and penetration resistance under different tillage and crop management system and their relationship with barley root growth. *Agronomy Journal*. 95: 526-536.
- LAYESE, M.F., CLAPP, C.E., ALLMARAS, R.R., LINDEN, D.R., COPELAND, S.M., MOLINA, J.A.E., DOWDY, R.H., 2002. Current and relic carbon using natural abundance carbon -13. *Soil Sci.*, 167, 315-326.
- LIPIEC, J., FERRERO, A., GIOVANETTI, V., NOSALEWICZ, A., Turski, M., 2002. Response of structure to simulated trampling of woodland soil. *Adv. Geoccol.* 35, 133–140.
- LOVELAND, P., WEBB, J. 2003. Is there a critical level of organic matter in the agricultural soils of temperate regions: a review. *Soil Till. Res.* 70 , 1–18
- MAGDOFF, F. R., BARTLETT, R. J., ROSS, D. S., 1987. Acidification and pH buffering of forest soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51, 1384-1386.
- MARTIN, A., MARIOTTI, A., BALESDENT, J., LAVELLE, P., VUATTOUX, R., 1990. Estimate of organic matter turnover rate in a savanna soil by 13 C natural abundance measurements. *Soil Biol. Biochem.*, 22, 517-523.
- MARTÍNEZ, E., VALLE, S., SILVA, P. y ACEVEDO, E., 2004. Evaluación de algunas propiedades físicas y químicas de un suelo Mollisol asociadas a manejo en cero labranza. En: Evaluación de parámetros y Procesos Hidrológicos en el Suelo. Compendio de los trabajos presentados en la VII Escuela Latinoamericana de Física de Suelos. La Serena, Chile. Noviembre del 2 al 14 de 2003. UNESCO, Paris. 95-100p.
- MATUS, F. 2003. Enrichment of carbon in particles-size separates of soils with different land-use managements. *Journal of soil Science and Plant Nutrition.* 3, 29-36.
- Mc BRIDE, M. B., 1999. Chemisorption and precipitation reactions. In M. E. Sumner: *Handbook of Soil Science*. CRC Press: Boca Raton, USA. p. B265-B302.
- Mc GRATH, S. P., SANDERS, J. R., SHALABY, M. H., 1988. The effects of soil organic matter levels on soil solution concentrations and extractibilities of manganese, zinc and copper. *Geoderma* 42, 177-188.
- MORENO, I., ORIOLI, G., BONADEO, E. y MARZARI, R., 1999. Dinámica de C y N en suelos bajo diferentes usos. *Proceed. XIV Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo.* (Texto completo en CD Rom.) Pucón, Chile.
- NANNIPIERI, P., ASCHER, J., CECCHERINI, M. T., LANDI, L., PIETRAMELLARA, G., RENELLA, G., 2003. Microbial diversity and soil functions. *European Journal of Soil Science*, 54, 655-670.
- NEUFELDT, H., AYARZA, M.A., RESCK, D.V.S., ZECH, W., 1999. Distribution of water – stable aggregates and aggregating agents in Oxisols of the Brazilian Cerrados. In R. Thomas and M. Ayarza: *Sustainable land management for the Oxisols of the Latin American savannas*, p. 51-63.
- OADES, J. M., GILLMAN, G. P., UEHARA, G., 1989. Interactions of soil organic matter and variable-charge clays. En D. C. Coleman, J. M. Oades, and G. Uehara: *Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems*. University of Hawaii Press. Honolulu. pp. 69-95.
- OLSON, K.R., LANG, J.M., EBELHAR, S.A., 2005. Soil organic carbon changes after 12 years of no-tillage and tillage of Grantsburg soils in southern Illinois. *Soil Till. Res.*, 81, 217-225.

- PAUL, E.A., HARRIS, D., KLUG, M.J., RUESS, R.W., 1999. The determination of microbial biomass. En G.P. Robertson, D.C. Coleman, C.S. Bledsoe, and P. Sollins: Standard soil methods for long-term ecological research. Oxford University Press. New York. Pp. 291-317.
- PIKUL J.L. Jr., ALLMARAS R.R., 1986. Physical and chemical properties of a Haploxeroll after fifty years of residue management. Soil Sci. Soc. Am. J. 50, 214-219.
- POCKNEE, S., SUMNER, M. E., 1997. Carbon and nitrogen contents of organic matter determine its soil liming potential. Soil Sci. Soc. Am. J. 61, 86-92.
- POST, W. M., EMANUEL, W. R, SINKE, P. J., STANGENBERGER, A. G., 1982. Soil carbon pools and world life zones. Nature, 298, 156-159.
- POWLSON, D.S., BROOKES, P.C., CHRISTIENSEN, B.T., 1987. Measurements of soil microbial biomass provides an early indication of changes in soil total organic matter due to straw incorporation. Soil Biol. Biochem., 19, 159-164.
- RASMUSSEN, P. E., PARTON, W. J., 1994. Long term effect of residue management in wheat – fallow: I. Inputs, yield, and soil organic matter. Soil Sci. Soc. Am. J. 58, 523-530.
- REDDY, M.S., 1991. Effects of soil amendments on the hardening of red sandy loams (chalka soils) of Andhra Pradesh. Ann. Agric. Res. 12, 174–176.
- REICOSKY, D.C., KEMPER, W.D., LANGDALE, G.W., DOUGLAS C.L.JR., RASMUSSEN, P.E., 1995. Soil organic matter changes resulting from tillage and biomass production. . Soil Water Cons. 50, 253-261.
- REICOSKY, D. C., DUGAS, W.A., TORBERT, H. A., 1997. Tillage – induced soil carbon dioxide loss from different cropping systems. Soil Till. Res. 12, 135-148.
- REICOSKY, D. C., 2002. Long – Term Effect of Moldboard Plowing on Tillage – Induced CO₂ Loss, in J. M. Kimble, R. Lal and R. F. Follet: Agricultural Practices and Policies for Carbon Sequestration in Soil. Lewis Publishers. Papers from symposium held July 1999 at Ohio State University, Columbus, Ohio, 87-96 p.
- REYES, J. I., MARTÍNEZ, E., SILVA, P., ACEVEDO, E., 2002. Labranza y propiedades de un suelo aluvial de Chile central. Boletín N° 18. Sociedad chilena de la ciencia del suelo y Universidad de Talca. IX Congreso nacional de la ciencia del suelo, Talca, Chile.p. 78-81.
- ROSELL, R.A., 1999. Materia orgánica, fertilidad de suelos y productividad de cultivos. Proceed. XIV Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo. (Texto completo en CD Rom.) Pucón, Chile.
- ROTHON, F.E., 2000. Influence of Time on Soil Response to No-Till Practices. Soil Sci. Soc. Am. J. 64, 700–709.
- SALINAS – GARCÍA, J.R., HONS, F.M., MATOCHA, J.E., 1997. Long term effects of tillage and fertilization on soil organic matter dynamics. Soil Sci. Soc. Am. J. 61, 152-159.
- SÁNCHEZ, J. E., HARWOOD, R. R., WILLSON, T. C., KIZILKAYA, K., SMEENK, J., PARKER, E., PAUL, E. A. KNEZEK, B. D., ROBERTSON, G. P., 2004. Managing soil carbon and nitrogen for productivity and environmental quality. Agron. J. 96, 769-775.
- SCHLESINGER, W. H., 1990. Evidence from chronosequence studies for a low carbon storage potential of soils. Nature, 348, 232-234.
- SCHLESINGER, W. H., 2000. Carbon sequestration in soils: some cautions amidst optimism. Agriculture, Ecosystems and Environment, 82, 121–127.

- SIERRA, C., 1990. Fertilidad de los suelos en cero labranza. En: Primeras Jornadas Binacionales de Cero Labranza. Sociedad de Conservación de Suelos de Chile. Concepción, Oct. 1990. Pp: 197-211.
- SIMPSON, A.J., SONG, G., SMITH, E., LAM, B., NOVOTNY, E. H., HAYES, M.H.B., 2007. Unraveling the Structural components of soil humin by use of solution-state nuclear magnetic resonance spectroscopy. Environ. Sci. Technol., 41, 876-883.
- SINGER, M.J., MUNNS, D.N., 1996. Soils. An introduction. Third edition. Prentice-Hall, Inc. New Jersey. 480 p.
- SINSABAUGH, R.L., KLUG, M.J., COLLINS, H.P., YEAGER, P.E., PETERSEN, S.O., 1999. Characterizing soil microbial communities. En G.P. Robertson, D.C. Coleman, C.S. Bledsoe, and P. Sollins: Standard soil methods for long-term ecological research. Oxford University Press. New York. Pp. 318-348.
- SIX, J., ELLIOTT E.T., PAUSTIAN K., 2000. Soil macroaggregate turnover and microaggregate formation: a mechanism for C sequestration under no-tillage agriculture. Soil Biol. Biochem., 32, 2099-2103.
- SIX, J., CONANT, R.T., PAUL, E.A., PAUSTIAN, K., 2002. Stabilization mechanisms of soil organic matter: implications for C-saturation of soils. Plant and Soil 241, 155-176.
- SIX, J., OGLE, S. M., BREIDT, F. J., CONANT, R. T., MOSIERS, A. R., PAUSTIAN, K., 2004. The potential to mitigate global warming with no-tillage management is only realized when practiced in the long term. Global Change Biology, 10, 155-160.
- STEWART, C., PAUSTIAN, K., CONANT, R., PLANTE, A., SIX., J. 2007. Soil carbon saturation: concept, evidence and evaluation. Biogeochemistry, 86, 19-31.
- STEWART, C., PLANTE, A., PAUSTIAN, K., CONANT, R., SIX., J. 2008. Soil Carbon Saturation: Linking Concept and Measurable Carbon Pools. Soil Sci. Soc. Am. J. 72, 379-392.
- SWIFT, M.J., HEAL, O.W., ANDERSON, J.M., 1979. Decomposition in terrestrial ecosystems, Studies in Ecology 5. Blackwell Scientific Publications, London. p. 323.
- SWIFT, R. S., 2001. Sequestration of carbon by soil. Soil Sci., 166, 858-871.
- TAN, K. H., DOWLING, P. S., 1984. Effect of organic matter on CEC due to permanent and variable charges in selected temperate region soils. Geoderma 32, 89-101.
- THOMAS, G. W., 1975. The relationship between organic matter content and exchangeable aluminum in acid soil. Soil Sci. Soc. Am. J. 39, 591.
- TIMAN, E.R., NEUFELDT, H. AYARZA, M.A., RESCK, D.V.S., ZECH, W., 1999. Microbial biomass, microbial activity, and carbon pools under different land-use systems in the brazilian cerrados. In R. Thomas and M. Ayarza, Sustainable land management for the Oxisols of the Latin American savannas. p. 187-197.
- TRAORÉ, S., Thiombiano, L., Rasolodimby, J., Guinko, M.S., 2007. Carbon and nitrogen enhancement in Cambisols and Vertisols by *Acacia spp.* in eastern Burkina Faso: Relation to soil respiration and microbial biomass. Applied Soil Ecology, 35, 660-669.

- UNDURRAGA, P. E., 1990. Cambios en las curvas de distribución de algunas propiedades del suelo con labranza cero. Un estudio de casos con quema de residuos en Vilcún. Universidad de Concepción. Facultad de ciencias agrónomas, veterinarias y forestales. Chillán, Chile. Tesis.
- USDA, 2001. Agricultural management effects on earthworm populations. Soil Quality-agronomy technical notes on the effects of land management on soil quality. Soil Quality Institute. N° 11, 1-8.
- VLEK, P., FILLER, R., BURFORD, J., 1981. Fate of nitrogen in arid soils. *Plant and Soil*, 58, 133-175.
- WAGNER, G. H., WOLF, D.C., 1998. Carbon transformations and soil organic matter formation. En D.M. Sylvia, J.J. Fuhrmann, P.G. Hartel & D.A. Zuberer: Principles and applications of soil microbiology. Prentice Hall. New Jersey. pp, 219-258.
- WANDER, M.M., TRAINA, S.J., STINNER, B.R., PETERS, S.E., 1994. Organic and conventional management effects on biologically active soil organic matter pools. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 1130-1139.
- WANDER, M.M., HEDRICK, D.S. KAUFMAN, D. TRAINA, S.J. STINNER, B.R. WHITE, D.C., 1995. The functional significance of the microbial biomass in organic and conventionally managed soils. *Plant and Soil*; 170, 87-97.
- WANDER, M. M., WALTER, G. L., NISSEN, T. M., BOLLERO, G. A., ANDREWS, S. S., CAVANAUGH-GRANT, D. A., 2002. Soil quality: Science and process. *Agron. J.* 94, 23-32.
- WEST, T. O., POST, W. M., 2002. Soil organic carbon sequestration rates by tillage and crop rotation: A global data analysis. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66, 1930-1946.
- WEST, T., MARLAND, G., 2003. Net carbon flux from agriculture: carbon emissions, carbon sequestration, crop yield and land-use change. *Biogeochemistry*, 63, 73-83.
- WEST, T., SIX, J. 2007. Considering the influence of sequestration duration and carbon saturation on estimates of soil carbon capacity. *Climatic Change*, 80, 25-41
- WOLF, B., SNYDER, G.H. 2003. Sustainable Soils: The place of organic matter in sustaining soils and their productivity. food products Press of the Haworth press. New York.
- WONG, M. T. F., GIBBS, P., NORTCLIFF, S., SWIFT, R.S., 2000. Measurement of the acid neutralizing capacity of agroforestry tree prunings added to tropical soils. *Journal of Agricultural Science, Cambridge*. 134, 269-276.
- WRIGHT, A.L., HONS, F.M., 2005. Soil carbon and nitrogen storage in aggregates from different tillage and crop regimes. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 69, 141-147.
- WRIGHT, S.F., UPADHYAYA, A., 1998. A survey of soils for aggregate stability and glomalin, a glycoprotein produced by hyphae of arbuscular mycorrhizal fungi. *Plant and Soil*, 198, 97-107.
- ZAGAL, E., CORDOVA, C., 2005. Indicadores de calidad de la materia orgánica del suelo en un Andisol cultivado. *Agricultura Técnica*, 65, 186-197.
- ZHU, Y.G., MILLER, R.M., 2003. Carbon cycling by arbuscular mycorrhizal fungi in soil-plant systems. *Trends in Plant Science*, 8, 407-409.
- ZIBILSKE, L.M., 1994. Carbon mineralization. In R. W. Weaver, J. S. Angle, and P. S. Bottomley: Methods of soil analysis. Part 2. SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI. Pp. 835-863.