



*Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
Centro de Pesquisa Agropecuária de Clima Temperado
Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento*

ISSN 1516-8840

Dezembro 2002

Documentos 105

Dinâmica da Matéria Orgânica no Ambiente

Clenio Nailto Pillon
João Mielniczuk
Ladislau Martin Neto

Pelotas, RS
2002

Exemplares desta publicação podem ser adquiridos na:

Embrapa Clima Temperado

Endereço: BR 392 Km 78
Caixa Postal 403 - Pelotas, RS
Fone: (53) 275 8199
Fax: (53) 275 8219 - 275 8221
Home page: www.cpact.embrapa.br
E-mail: sac@cpact.embrapa.br

Comitê de Publicações da Unidade

Presidente: Mário Franklin da Cunha Gastal
Secretária-Executiva: Joseane M. Lopes Garcia
Membros: Ariano Martins Magalhães Junior, Flávio Luiz Carpena Carvalho,
Darcy Bitencourt, Cláudio José da Silva Freire, Vera Allgayer Osório
Suplentes: Carlos Alberto Barbosa Medeiros e Eva Choer

Supervisor editorial: Maria Devanir Freitas Rodrigues
Revisoras de texto: Maria Devanir Freitas Rodrigues/Ana Luiza Barragana Viegas
Normalização bibliográfica: Regina das Graças Vasconcelos dos Santos
Editoração eletrônica: Oscar Castro

1ª edição
1ª impressão (2002): 50 exemplares

Todos os direitos reservados

A reprodução não-autorizada desta publicação, no todo ou em parte, constitui violação dos direitos autorais (Lei nº 9.610).

Pillon, Clenio Nailto.

Dinâmica da matéria orgânica no ambiente / Clenio Nailto Pillon, João Mielniczuk, Ladislau Martin Neto. - Pelotas: Embrapa Clima Temperado, 2002.
41p - (Embrapa Clima Temperado. Documentos, 105).

ISSN 1516-8840

1. Matéria orgânica. 2. Fertilidade do Solo.
I. Mielniczuk, João. II. Martin Neto, Ladislau III. Título. IV. Série.

CDD 631.86

Autores

Clenio Nailto Pillon

Dr., pesquisador Embrapa Clima Temperado, Br 392, km 78, Caixa Postal 403, 96001-970, Pelotas, RS, fone (53) 275 8222, e-mail: pillon@cpact.embrapa.br

João Mielniczuk

PhD, professor da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Av. Bento Gonçalves, 7712, Agronomia, 91540-000, Porto Alegre, RS, fone (51) 3316 6852, e-mail: mieln@vortex.ufrgs.br

Ladislau Martin Neto

Dr., pesquisador Embrapa Instrumentação Agropecuária, XV de novembro, 1452, Caixa Postal 741, 13560-970, São Carlos, SP, fone (16) 224 2477, E-mail: martin@cnpdia.embrapa.br

Apresentação

Xxxxxxxxxx

Arione da Silva Pereira
Chefe de Pesquisa e Desenvolvimento

Sumário

Dinâmica da Matéria Orgânica no Ambiente	9
1. Introdução	9
2. Compartimentos da matéria orgânica	11
3. Mecanismos de estabilização da matéria orgânica no solo	15
3.1. Recalcitrância química	16
3.2. Interação (estabilização química/coloidal)	17
3.3. Inacessibilidade (proteção física)	22
4. Dinâmica da matéria orgânica em agregados do solo .	26
5. Referências Bibliográficas	33

Dinâmica da Matéria Orgânica no Ambiente

Clenio Nailto Pillon
João Mielniczuk
Ladislau Martin Neto

1. Introdução

A adição de matéria orgânica (MO) ao solo ocorre pela deposição de resíduos orgânicos, principalmente de origem vegetal. Por meio da fotossíntese, as plantas captam o CO_2 atmosférico, fixando-o no tecido vegetal. Através da liberação de exudatos radiculares no perfil do solo, durante o crescimento dos vegetais, parte do carbono (C) fixado fotossinteticamente é depositado no solo. O restante é incorporado ao solo pela deposição de folhas ou de toda parte aérea das plantas, após a sua senescência.

A quantidade de C adicionada ao solo em um agroecossistema depende das condições edafoclimáticas e da produtividade biológica das plantas utilizadas em cada sistema de cultura. Quando os resíduos vegetais são depositados sobre o solo, eles sofrem, inicialmente, a ação da fauna e, posteriormente, dos microorganismos decompositores. Para os microorganismos, os compostos orgânicos presentes nos resíduos são fonte de C e de energia para seu metabolismo. A oxidação destes substratos na cadeia respiratória dos microorganismos resulta em perda de grande parte do C na forma de CO_2 , que retorna à atmosfera. Uma pequena porção dos produtos resultantes da decomposição é convertida em compostos orgânicos amorfos, complexos e de alto peso molecular, mais resistentes à decomposição, denominados substâncias húmicas (SHs) (Stevenson, 1994).

As adições de C são diretamente dependentes da taxa de adição de resíduos vegetais ao solo e, por outro lado, as perdas de C do solo ocorrem principalmente pela oxidação microbiana dos resíduos vegetais e da MO do solo, pela lixiviação de compostos orgânicos solúveis e por erosão. A magnitude das adições e perdas de C num determinado agroecossistema determina sua direção à sustentabilidade ou à degradação. Ambos, adição e perda de C do solo, dependem direta ou indiretamente do manejo do solo. Quando as taxas de adição e de perda se equivalem, o sistema atinge um estado estável (Addiscot, 1992). Geralmente, o revolvimento do solo potencializa as perdas por erosão e a oxidação biológica da MO do solo, especialmente em ambientes tropicais e subtropicais. Sob altas temperaturas e umidade, o revolvimento mínimo do solo é determinante para o acúmulo de C e de nitrogênio (N) no solo (Bayer et al., 1997a; b). O termo MO do solo refere-se ao material orgânico total do solo, incluindo os resíduos identificáveis de plantas (recursos primários), resíduos de animais do solo e microorganismos (recursos secundários), MO dissolvida, exudatos radiculares e SHs macromoleculares (Stevenson, 1994; Nierop, 1999). Alguns destes compartimentos não são estáveis, mas um limite de exclusão é difícil de estabelecer, pois os compartimentos são dinâmicos e interdependentes (Mielniczuk, 1999).

Dependendo do manejo adotado, o solo pode funcionar como um reservatório de C (neste caso, ocorre aumento da MO e da qualidade do solo) ou como fonte de CO₂ para a atmosfera. A MO armazenada no solo (1550 Pg) (1 Pg = 10¹⁵ g) é o maior compartimento do C da superfície terrestre, sendo duas vezes maior que o atmosférico (750 Pg) e três vezes superior ao C armazenado na biosfera (550 Pg) (Lal, 1997). Nas últimas décadas, a concentração de C atmosférico tem aumentado, principalmente pela queima de combustíveis fósseis e pela oxidação da MO. A atividade agrícola tem contribuído com 1/3 da liberação total de CO₂, o qual representa, aproximadamente, 50% dos gases que compõem o efeito estufa (Burke & Lashof, 1990; Christensen, 1996). Assim, a dinâmica da MO do solo é importante, pois pequenas alterações globais nos conteúdos de MO podem refletir em grande efeito sobre a concentração de CO₂ atmosférico.

A capacidade de armazenamento de C pelo solo depende do clima, tipo de solo (mineralogia, textura), tipo de vegetação e manejo. O homem, pelo manejo dado aos resíduos e ao solo, pode contribuir para o aumento da capacidade do solo em reter C por mais tempo. Por exemplo, sistemas de cultura que possuem a capacidade de alocar C a maiores profundidades no perfil, via

sistema radicular, representam uma importante contribuição para o armazenamento de C no solo (Balesdent & Balabane, 1996). Por outro lado, quando sistemas naturais são alterados pelo revolvimento do solo, perdas importantes de C podem ocorrer em poucos anos de cultivo (Sanchez, 1976; Andreux, 1996).

Mecanismos físicos e químicos podem proteger os diferentes compartimentos da MO da ação dos microorganismos decompositores (Sollins et al., 1996; Christensen, 1996). Estes mecanismos (inacessibilidade, recalcitrância e interação) podem determinar que moléculas de mesma composição e complexidade apresentem diferentes susceptibilidades à decomposição microbiana e, de maneira geral, podem ser usados como critério para estabelecer as diferentes frações da MO do solo.

Em função disso, é importante caracterizar os compartimentos da MO e como estes são afetados pelas práticas de manejo.

2. Compartimentos da matéria orgânica do solo

O caráter multicompartimental da MO está relacionado à diversidade de seus componentes e as suas vias de transformação e de estabilização (Andreux, 1996). Esta diversidade de critérios utilizados induz a definição de compartimentos que são operacionais (frações obtidas por métodos químicos e/ou físicos) e funcionais (compartimentos com diferentes tempos de permanência no solo).

Do ponto de vista agrônomo e ambiental, é importante que frações da MO possam ser diretamente relacionadas a suas funções no solo. Feller (1999) discute o fracionamento por tamanho de partícula para a identificação de compartimentos funcionais em solos tropicais com argila de atividade baixa. Neste caso, o solo foi dividido em três diferentes frações (20-2000, 2-20 e 0-2 m). Os resultados mostram que uma mesma fração não exhibe o mesmo nível de funcionalidade de acordo com as características do solo; a mesma fração, para um dado solo, não exhibe o mesmo nível de funcionalidade de acordo com o tipo de função estudada e; o compartimento de resíduos de plantas (20-2000 m) apresenta uma importante função biológica na mineralização de C de curto prazo em solos arenosos, mas não em solos argilosos. Já o complexo silte-MO (2-20 m) é importante no processo de sorção, particularmente para solos arenosos, embora não o seja para argilosos, e o compartimento argila-MO (0-2 m) é importante para todas as funções estudadas em solos argilosos e, para a CTC, em solos arenosos.

As frações da MO podem ser separadas também de acordo com a sua susceptibilidade à decomposição microbiana (Duxbury et al., 1989; Stevenson, 1994; Andreux, 1996). Este conceito tem servido de base para entendimento da contribuição das frações da MO para a liberação de nutrientes em função de alterações no manejo e no ambiente.

Do ponto de vista agrônomo, a MO pode ser dividida em uma fração lábil (ativa) e uma fração estável (passiva, humificada). A fração lábil é composta por substâncias de baixo peso molecular, por resíduos de plantas e de animais (fração leve, MO grosseira ou particulada) e seus produtos primários de decomposição e pela biomassa microbiana (Theng et al., 1989). A fração lábil representa 1/4 a 1/3 da MO total do solo em regiões temperadas (Cambardella & Elliott, 1992), mas é geralmente menor em regiões tropicais (Duxbury et al., 1989). Estes compostos decompõem em semanas a meses e servem de fonte de nutrientes às plantas e de energia e C aos microorganismos do solo (Duxbury et al., 1989). Esta fração responde rapidamente às mudanças no uso e manejo do solo e pode ser usada como indicador da tendência do manejo à sustentabilidade ou à degradação (Janzen et al., 1992; Christensen, 1996; Chan, 1997).

A fração estável é composta por SHs e outras macromoléculas orgânicas intrinsecamente resistentes ao ataque microbiano, devido a sua proteção química pela associação às superfícies minerais, ou pela localização no interior de agregados, em poros inacessíveis aos microorganismos (Ladd et al., 1993; Christensen, 1996; Sollins et al., 1996). Estas estruturas complexas possuem alto grau de polimerização, alta reatividade de superfície (grupos funcionais) e elevado peso molecular. Representam 2/3 do C do solo e possuem maior tempo de permanência no solo (Theng et al., 1989; Stevenson, 1994). Pela sua ciclagem mais lenta no solo, atuam como reservatório de nutrientes e na estabilização de agregados (Tisdall & Oades, 1982; Stevenson, 1994).

A fração lábil da MO é controlada principalmente pela adição de resíduos ao solo, pelo clima e por outras propriedades químicas e físicas do solo que afetam a atividade dos organismos decompositores (Theng et al., 1989). Os constituintes lábeis da MO declinam rapidamente quando um sistema natural (campo nativo ou floresta) é revolvido. Após um certo tempo, um novo equilíbrio é atingido, porém, com menor conteúdo de MO. Dalal & Mayer (1986c) verificaram que as perdas de C da fração leve da MO do solo, devido a conversão de uma vegetação nativa em solo cultivado, foram de 2 a 11 vezes maiores que na fração estável.

A obtenção e a caracterização das porções lábeis da MO do solo têm sido obtida por diferentes metodologias. Na fração mais lábil, poderiam estar incluídas a MO particulada (MOP), referida como o material orgânico $>53 \mu\text{m}$, separado após a dispersão do solo com hexametáfosfato de sódio 5 g L^{-1} (Franzluebbers & Arshad, 1997); a fração leve obtida por flotação da MO em solução de NaI com densidade $1,7 \text{ g cm}^{-3}$ (Janzen et al., 1992) e a MO grosseira, associada a fração de tamanho de partícula areia do solo, obtida após dispersão do solo pelo ultrassom (Christensen, 1992; 1996). Estes métodos envolvem fracionamento físico por peneiramento ou flotação em líquidos densos. Blair et al. (1997) descreveram uma metodologia para a obtenção de um índice de manejo de C no solo, onde a fração lábil da MO é obtida pela oxidação do C do solo por uma solução de KMnO_4 . Todas estas frações correspondem a porções similares da MO do solo e refletem ainda as características dos resíduos vegetais de origem (Golchin et al., 1994a; Gregorich & Janzen, 1996).

Funcionalmente, estas frações têm sido conceitualizadas em modelos matemáticos que definem seus compartimentos em função do tempo de permanência de cada fração da MO no solo (Parton et al., 1987). O modelo Century, proposto por Parton et al. (1987), incorpora múltiplos compartimentos. A fração "ativa" do C e do N consiste dos microorganismos e de seus produtos do metabolismo e da MO com curto tempo de permanência no solo (1-5 anos). A fração "lenta" da MO é formada por compostos orgânicos que estão fisicamente protegidos ou em formas químicas com maior resistência à decomposição, com um tempo de permanência intermediário (20-40 anos). A terceira fração ("passiva") é quimicamente recalcitrante e também pode ser protegida fisicamente, e apresenta ainda um longo tempo de permanência no solo (200-1500 anos). Os resíduos de planta são divididos em compartimento estrutural (1-5 anos) e metabólico (0,1-1 ano).

A adaptação do modelo, desenvolvido inicialmente para condições de clima temperado, tem limitado o seu uso em solos de regiões tropicais e subtropicais. Os desafios são a obtenção de dados para alimentar o modelo, a determinação de um índice que considere o efeito da agregação do solo sobre a proteção do C e a quantificação do C passivo do solo.

Sem dúvida, o principal desafio na modelagem da MO está em relacionar a fração obtida pelos diferentes procedimentos químicos e físicos com a sua função biológica no sistema e aos compartimentos conceituais, estabelecidos nos modelos. Cambardella & Elliott (1992) sugerem que a MO particulada poderia representar o compartimento "lento" ou "decomponível" (Van Veen & Paul, 1981) nos modelos de simulação, com um tempo de ciclagem intermediário entre os compartimentos "ativo" e "passivo" (Parton et al., 1987). Entretanto, isto poderia ser válido para ambientes de clima temperado, onde a decomposição dos resíduos vegetais é mais lenta. Em ambientes tropicais, devido à decomposição mais rápida, provavelmente, boa parte da MO particulada, obtida por Cambardella & Elliott (1992), poderia preencher os requisitos do compartimento ativo do modelo Century.

Os compartimentos de C e de N reagem de maneira variável às mudanças edáficas ou antrópicas (Scholes et al., 1997). Os fluxos entre os compartimentos são constantes e envolvem a troca de matéria e de energia. Utilizando um modelo de compartimentalização proposto por Duxbury et al. (1989), Mielniczuk (1999) enfatiza a dinâmica movimentação de MO entre os diferentes compartimentos propostos. Resumidamente, os compartimentos "A" e "B" (biomassa vegetal viva e resíduos vegetais, raízes e exudatos, respectivamente) representam as adições de C ao sistema. O manejo dos resíduos controla o compartimento "B", que é dependente do sistema de cultura adotado (magnitude do compartimento "A"). Os resíduos vegetais sofrem decomposição e somente uma fração (20%) do C permanece no solo após alguns meses. Este C irá alimentar os compartimentos "C" (MO não protegida) e "D" (MO protegida). Em um sistema estável (campo nativo), a quantidade de C adicionada pelo compartimento "B" equivale às perdas de C pela mineralização nos compartimentos "C" e "D". Neste caso, a MO não sofre alteração de conteúdo ao longo do tempo. Porém, quando as adições primárias são reduzidas pela queima de resíduos e pelo pousio, ou o sistema é perturbado pela atividade agrícola convencional, a decomposição da MO aumenta nos compartimentos "C" e "D", que representam mais de 80% da MO nos solos com predomínio de minerais com carga variável (Bayer, 1996; Pillon et al., 1999). Estas perdas são acentuadas não só no compartimento "C" (Biomassa microbiana e MO lábil - > 53 m), mas também no compartimento "D" (MO de proteção estrutural e coloidal) (Duxbury et al., 1989; Feller & Beare, 1997).

As formas de estabilização e de proteção dos compostos orgânicos no solo serão discutidas a seguir. Contudo, a representação dos compartimentos da MO em função da escala de proteção existente embute um significado agrônomo importante ao modelo, uma vez que as frações têm um significado dinâmico e funcional.

As técnicas de fracionamento químico e físico da MO do solo (peneiramento e/ou densidade), juntamente com estudos de decomposição e radioisotópicos, têm sido utilizadas como ferramentas básicas para a obtenção das frações da MO que, de alguma forma, expressam os fluxos resultantes da mineralização e da estabilização dos compostos orgânicos no solo. A descrição destas técnicas de fracionamento e do significado das frações obtidas, será abordada na seqüência.

As diferentes frações da MO apresentam estabilidade e tempos de permanência no solo, que são determinadas pela sua constituição química ou pela proteção oferecida pela matriz mineral do solo à ação dos organismos decompositores. No próximo item, serão discutidos os principais mecanismos de estabilização da MO no solo.

3. Mecanismos de estabilização da matéria orgânica no solo

Vários fatores bióticos e abióticos exercem controle sobre o tempo de permanência do C no solo. A textura e a estrutura do solo afetam o microambiente de decomposição, a proteção dos organismos decompositores da fauna do solo e a estabilização dos substratos e dos produtos de decomposição (Christensen, 1996; Feller & Beare, 1997).

A maioria destes mecanismos de estabilização não é bem estudada e suas importâncias relativas não podem ser quantificadas no solo. Como resultado, os modelos dividem a MO em muitos compartimentos, com diferentes tempos de permanência no solo, definindo a sua dinâmica em função dos fluxos entre estes compartimentos (Parton et al., 1987), sem levar em conta os mecanismos de estabilização. Estabilização pode ser definida como o decréscimo do potencial de perda da MO por respiração microbiana, erosão ou lixiviação (Sollins et al., 1996).

A estabilidade da MO pode ser determinada pela recalcitrância química dos compostos orgânicos, pela interação com superfícies minerais e por sua acessibilidade aos microorganismos. Entretanto, esta separação é puramente didática, pois os mecanismos de estabilização atuam simultaneamente e afetam os substratos e os seus produtos em todos os estágios de decomposição (Schnitzer, 1986; Cornejo & Hermosín, 1996; Christensen, 1996).

3.1. Recalcitrância química

A recalcitrância compreende características ao nível molecular dos compostos orgânicos, incluindo a composição elementar, os grupos funcionais e a conformação molecular, que influenciam sua degradação por microorganismos e por enzimas. Os microorganismos degradam seletivamente compostos menos recalcitrantes, aumentando a recalcitrância média do resíduo remanescente.

Entretanto, existem muitas controvérsias sobre a importância quantitativa deste mecanismo para a estabilização da MO. Para Duxbury et al. (1989), a estrutura química das moléculas orgânicas é insuficiente para explicar a ampla variação na idade e no tempo de permanência da MO no solo. A conclusão é baseada em estudos onde SHs com centenas de anos apresentam uma meia vida de semanas quando extraídas e adicionadas a um substrato inerte ou ao solo (Martin & Haider, 1986).

Skjemstad et al. (1986) avaliaram o efeito do cultivo em vertissolos sobre a MO, usando ressonância magnética nuclear do ^{13}C com polarização cruzada e ângulo mágico do spin (RMN ^{13}C CP/MAS), e encontraram que mais de 50% do C do solo é de natureza alifática. Os dados permitiram concluir que a estabilidade da MO persistente foi mais dependente da associação a componentes inorgânicos do solo do que a sua recalcitrância, pois foi observado que grande parte das estruturas alifáticas estavam na forma de polissacarídeos.

Ligninas e melaninas são duas das principais moléculas precursoras da MO e que apresentam maior potencial para preservação no ambiente devido sua composição (Martin & Haider, 1986; Stevenson, 1994; Hammel, 1997). Entretanto, existem evidências diretas de transformação no solo e de que é difícil aceitar que estes compostos sejam seletivamente preservados (Guggenberger et al., 1995; Amelung et al., 1997). Wershaw et al. (1996) mostraram evidências da oxidação da lignina em frações isoladas de um lixiviado de folhas vegetais. Preston et al. (1994), usando RMN ^{13}C CP/MAS, verificaram que o sinal de fenol reduziu nas frações de tamanho silte e foi fracamente detectado na fração argila, quando

comparado à fração areia, indicando que houve decomposição da lignina presente na fração areia em direção às frações mais finas. Mais recentemente, estudos baseados em RMN ^{13}C no estado sólido têm mostrado que grupos alquila constituem grande parte da MO do solo (Baldock et al., 1992; Lessa et al., 1996; Nierop, 1999). Parte do C-alquil é derivado diretamente do tecido vegetal ou de micorrizas (Baldock et al., 1992), e parte é de origem microbiana (Gregorich et al., 1996). Comparando espectros de RMN ^{13}C CP/MAS de oito solos, Baldock et al. (1992) verificaram que o C-alquil foi o mais abundante em dois oxissolos tropicais. Como a decomposição é mais rápida nos trópicos, o C-alquil poderia constituir a fração mais estável do C no solo nesse ambiente (Sollins et al., 1996). No entanto, os estudos com RMN ^{13}C têm geralmente indicado que a estabilidade da MO do solo é mais dependente dos mecanismos de proteção física do que da recalcitrância intrínseca dos compostos orgânicos (Skjemstad et al., 1993; Ladd et al., 1993). Estes resultados demonstram a dificuldade em isolar os efeitos na estabilização do C no solo determinados pela recalcitrância, pela interação com a fração mineral ou pela proteção física no interior de agregados.

3.2. Interação (estabilização química/coloidal)

Para Sollins et al. (1996), interação refere-se às associações inter-moleculares entre substâncias orgânicas e inorgânicas ou outras substâncias orgânicas, as quais alteram a taxa de degradação das moléculas orgânicas ou a síntese de novas moléculas.

A matriz mineral do solo tem grande influência sobre a quantidade e a qualidade da MO existente no solo. A adsorção da MO às superfícies minerais protege a MO da decomposição microbiana, e a consequência deste processo pode ser a formação de microagregados, os quais protegem parte da MO em poros inacessíveis aos microorganismos (Edwards & Bremner, 1967; Ladd et al., 1993). Este é um efeito indireto da interação organo-mineral. No entanto, o aumento da microagregação pode resultar na redução da superfície total para interação, caso as superfícies de argila localizadas no interior dos microagregados não estejam totalmente recobertas por compostos orgânicos.

Como as reações são de superfície, a área superficial disponível para interação é um fator importante. Considerando-se as frações granulométricas do solo (areia, silte e argila), a fração argila possui área superficial 50 a 100 vezes maior do que a soma equivalente em massa de areia e silte (Stotzky, 1986). Por isso, os argilominerais e os óxidos são os principais minerais responsáveis pela interação com a MO do solo (Sollins et al., 1996).

As superfícies minerais podem ser divididas em dois grandes grupos, dependendo da origem da carga. As que possuem superfície de carga variável são representadas principalmente pelos óxidos de ferro e alumínio e pela caulinita. Os principais grupos funcionais envolvidos são os grupos hidroxil (OH), expostos nas superfícies dos óxidos, coordenados com átomos de Fe ou de Al, e os grupos aluminol da caulinita (Al-OH). Nestes grupos funcionais, a carga líquida de superfície é variável com o pH do solo, a qual torna-se mais negativa à medida que o pH aumenta. Os minerais de carga permanente apresentam carga líquida negativa em função do grau de substituição isomórfica nas lâminas octaedral e tetraedral dos minerais.

Os grupos funcionais das moléculas orgânicas são principalmente OH fenólico e o grupamento carboxílico (Cornejo & Herмосín, 1996). Estes grupos apresentam reatividade variável em função do pH do meio e fazem da MO um componente de carga variável. Os mecanismos de ligação entre a MO e as superfícies minerais dependem dos grupos funcionais envolvidos, do tipo de carga, da presença de cátions metálicos e do ambiente físico-químico do meio. As espectroscopias de RMN ^{13}C e de infravermelho têm sido utilizadas com o objetivo de identificar as reações e ligações entre os diferentes grupos funcionais da MO e os minerais do solo, através da análise de espectros diferenciais (Tan, 1975; Gu et al., 1994).

Diversos autores (Schnitzer, 1986; Jardine et al., 1989; Sposito, 1989; Stevenson, 1994; Cornejo & Herмосín, 1996) propuseram mecanismos para explicar a associação entre as frações mineral e orgânica do solo. A adsorção de moléculas orgânicas aos minerais de carga permanente pode ocorrer via troca de cátions por compostos orgânicos carregados positivamente, por ligação hidrofóbica com moléculas orgânicas já existentes sobre a superfície mineral e por pontes de cátions polivalentes, ligando as superfícies minerais de carga negativa aos ânions orgânicos (Cornejo & Herмосín, 1996). Da interação organo-mineral resultam alterações conformacionais na MO, a qual é protegida do ataque microbiano. As enzimas extracelulares também podem ser adsorvidas pelos minerais, inibindo sua ação. Dentre os argilominerais, os que apresentam expansividade são os mais efetivos na proteção (Martin & Haider, 1986).

Os óxidos de Fe e Al têm uma importante função na dinâmica da MO em solos tropicais, pela sua abundância e reatividade. Para Oades et al. (1989), os principais mecanismos de interação organo-mineral, em solos de carga variável,

incluem a atração eletrostática, pontes de água (coordenação com metais via água de hidratação) e a reação de troca de ligantes (coordenação entre átomos de oxigênio (O) da molécula orgânica e átomos de Fe e Al das bordas de oxihidróxidos). Quando ambas superfícies apresentam excesso de carga negativa, cátions polivalentes podem formar uma ponte entre elas, constituindo o mecanismo tipo pontes de cátions. No entanto, em solos com predomínio de minerais de carga variável, este mecanismo só é importante sob pH alcalino. Assim, o principal mecanismo de interação entre óxidos e a MO é a ligação por troca de ligantes, onde os grupos funcionais da MO não são deslocados por reações de troca com outros ânions como, por exemplo, NO_3^- . Além disso, esta reação independe da força iônica, embora seja favorecida por pH mais baixos (Cornejo & Hermosín, 1996). Estas reações envolvem grupos funcionais que são influenciados pelo equilíbrio físico-químico do meio (pH, força iônica) e pela área superficial disponível para que as reações ocorram. No solo, as superfícies minerais, em algum grau, encontram-se recobertas por substâncias orgânicas, podendo adquirir propriedades e reatividade devido aos grupos funcionais da MO.

De forma geral, os mecanismos de ligação diferem dependendo da natureza do sorbato e do sorvente. Um dos principais fatores que afetam as reações de sorção é a composição da solução do solo. Por exemplo, o pH afeta a carga de superfície dos minerais de carga variável e a dissociação dos grupos funcionais da MO, podendo determinar o mecanismo de interação. A adição de cátions aumenta a sorção de compostos orgânicos sobre os argilominerais. Segundo Varadachari et al. (1991), a sorção de AH sobre ilita, montmorilonita e caulinita variou com o cátion adicionado, decrescendo na ordem $\text{Al} > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{K}, \text{Na}$. Por outro lado, a adição de Ca e Mg à goethita sintética aumentou a adsorção de SHs (Tipping, 1981).

Entretanto, a maioria dos estudos de sorção tem utilizado materiais sintéticos ou superfícies minerais sem recobrimento de compostos orgânicos. A sorção de MO sobre complexos organo-minerais já existentes no solo não tem sido bem explorada (Sollins et al., 1996). Martin & Haider (1986) mostraram que a proteção contra a biodegradação de um composto orgânico é mais fraca quanto maior a relação proteína/argila. Para Hassink & Whitmore (1997), o efeito de proteção da fração mineral à MO também está relacionado à presença de compostos orgânicos previamente adsorvidos sobre a superfície mineral. Portanto, a taxa líquida de acúmulo de MO no solo depende não somente da capacidade protetora dos minerais, mas principalmente da extensão com que esta capacidade já está ocupada pela MO.

O efeito de proteção à MO pela interação com a fração mineral, principalmente nos solos oxídicos, pode estar relacionado a três fatores principais. 1) a formação de complexos organo-minerais insolúveis entre a MO e óxidos de Fe e Al torna difícil os microorganismos usarem esta MO como substrato e, adicionalmente, conduz à proteção física dos compostos orgânicos; 2) as superfícies minerais, altamente reativas, adsorvem as exoenzimas responsáveis pela clivagem das estruturas orgânicas, reduzindo a sua ação (Schnitzer, 1986) e 3) a forte associação entre os oxihidróxidos e argilominerais com as SHs constituem o principal mecanismo de formação e de estabilização de microagregados no solo, os quais contribuem para a proteção física da MO, por sua localização em poros inacessíveis aos microorganismos e a suas enzimas (Edwards & Bremner, 1967).

Grande parte da MO do solo encontra-se associada com a fração mineral por meio dos complexos argila-MO. Para Edwards & Bremner (1967), íons polivalentes (Ca, Fe ou Al) podem ligar as partículas de argila à MO, formando um complexo argila-cátion-MO. Entretanto, Mortland (1970) incluiu ao modelo de Edwards & Bremner (1967) uma ponte de água entre o cátion polivalente e a MO, já que o mecanismo de ligação mais importante que poderia ser facilmente quebrado por vibração, poderia ser argila-cátion polivalente-H₂O-MO. Para o autor, a coordenação direta entre grupos funcionais e cátions polivalentes poderia ser muito forte e menos susceptível ao rompimento pela vibração promovida pelo ultrassom.

A proposição destes mecanismos de ligação entre as superfícies minerais e a MO deu origem ao modelo de formação de microagregados em solos. Resumidamente, Edwards & Bremner (1967) sugerem que a estrutura básica em solos são os microagregados, os quais consistem de partículas de argila (C)-cátions polivalentes (P)-matéria orgânica (OM). Os complexos de C-P-OM e (C-P-OM)_x, com diâmetro menor que 2 μm, formam os microagregados com diâmetro < 250 μm ((C-P-OM)_x)_y, onde x e y são números finitos inteiros. Os autores também sugerem a formação de ligações argila-cátion polivalente-argila (C-P-C) e MO-cátion polivalente-MO (OM-P-OM), as quais poderiam contribuir para a agregação em muitos solos. Segundo o modelo de Tisdall & Oades (1982), os macroagregados (> 250 μm) resultam da associação de microagregados unidos por agentes ligantes orgânicos ou inorgânicos.

A partir do modelo proposto por Edwards & Bremner (1967), uma análise crítica poderia ser aqui desenvolvida. Os solos utilizados para desenvolver o modelo de formação de microagregados são formados por minerais de argila de atividade alta

(argilominerais tipo 2:1) e com pH em torno de 7, com exceção de um solo. Para estes minerais, o principal mecanismo de ligação com a MO é por pontes de cátions polivalentes, onde o Ca^{2+} é considerado o principal cátion responsável pela estabilidade de micro e macroagregados no solo (Muneeer & Oades, 1989).

Os solos brasileiros são predominantemente oxídicos. As superfícies dos óxidos de Fe e Al são anfotérica e seu ponto de carga zero está entre pH 7 a 9. Deste modo, os solos oxídicos podem apresentar superfícies com excesso de carga positiva, principalmente em valores de pH do solo abaixo do PCZ dos óxidos. Neste caso, a coordenação direta do cátion à superfície dos óxidos é menos provável quando comparado aos minerais tipo 2:1, mas as alternativas propostas para a formação de complexos organo-minerais em solos com predomínio de minerais de carga variável poderiam ser as seguintes: óxido Fe ou Al-MO-cátion polivalente-MO ou óxido Fe ou Al-MO-óxido Fe/Al. Nestas situações, a ligação entre a superfície anfotérica e a MO é por troca de ligantes e o cátion polivalente mais abundante nos solos oxídicos ácidos é o Al^{3+} .

Os mecanismos de interação não são excludentes, podendo ocorrer simultaneamente dois ou mais, dependendo da reatividade das superfícies e das condições físico-químicas do meio (Schnitzer, 1986). O grau de estabilidade da MO é resultante da soma de todas estas ligações. A magnitude destas reações é determinante para a compreensão de importantes processos no solo, como a estabilização do C, a formação de agregados, a infiltração de água no solo e outros (Tisdall & Oades, 1982).

A interação constitui uma barreira ao ataque microbiano à MO presente nas frações silte e argila. Resultados obtidos usando RMN ^{13}C , no estado sólido, indicaram que 40-45% do C da fração húmica são polissacarídeos preservados no solo pela sua interação com a fração mineral (Nierop, 1999). Isto pode determinar maior tempo de permanência de frações mais lábeis da MO no solo, o que contribui para o seqüestro de CO_2 atmosférico e redução do efeito estufa (Scholes & Breemen, 1997).

Resultados obtidos por Bayer (1996), em três solos com predomínio de caulinita e de óxidos de Fe, indicaram que a interação da MO com estes minerais foi o principal fator determinante da maior estabilidade da MO nas frações granulométricas mais finas, sendo que o coeficiente de decomposição da MO diminuiu exponencialmente com o aumento do teor de óxidos de Fe e de caulinita. No entanto, o efeito da textura e da proteção física da MO em microagregados não podem ser descartados.

Para Duxbury et al. (1989), os efeitos da interação organo-mineral e da recalitrância química sobre a estabilidade da MO poderiam ser agrupados na proteção coloidal ou química. Por outro lado, a MO intra-agregados, localizada em pequenos poros, inacessíveis aos microorganismos, poderia ser considerada de proteção física ou estrutural. Assim, enquanto a mineralogia e a textura controlariam a MO de proteção coloidal, portanto, não afetada pelo manejo, o revolvimento do solo, com perda de estabilidade de agregados, poderia controlar a magnitude da MO protegida fisicamente.

3.3. Inacessibilidade (proteção física)

A inacessibilidade refere-se à localização da MO no solo e a sua influência sobre o acesso aos microorganismos e suas enzimas. No solo, os substratos microbianos são pouco solúveis e a sua utilização depende da difusão das exoenzimas ou da movimentação dos microorganismos no solo. A proteção física da MO no interior de agregados é um fator importante que controla a decomposição da MO no solo. A alocação de MO dentro de agregados diminui a sua acessibilidade aos microorganismos e à fauna (Ladd et al., 1993), pois grande parte do espaço poroso do solo possui diâmetros tão pequenos que impedem a movimentação dos organismos decompositores. Cálculos mostraram que num solo com 10^8 bactérias.g⁻¹, somente 0,1% do volume de poros poderia ser ocupado, o que representaria 0,01% de cobertura da superfície total. Além disso, a maioria das superfícies minerais são de argila que se encontram em poros menores que 1 µm de diâmetro (Adu & Oades, 1978a), e os microorganismos do solo são excluídos por poros menores que 0,48 µm de diâmetro (Juma, 1993). O aumento da mineralização da MO do solo após a quebra de agregados tem sido atribuído à exposição de MO anteriormente inacessível aos microorganismos (Beare et al., 1994).

A proteção física da MO está diretamente relacionada à formação e à estabilidade dos agregados no solo. Ela pode ser protegida do ataque microbiano pela sua incorporação no interior de microagregados (Edwards & Bremner, 1967), em microporos inacessíveis (Adu & Oades, 1978a; Ladd et al., 1993) ou dentro de macroagregados estáveis (Elliott, 1986).

Muitos modelos de dinâmica da MO no solo incluem compartimentos que são fisicamente protegidos (Jenkinson & Rayner, 1977; Parton et al., 1987). Tisdall & Oades (1982) apresentaram um modelo hierárquico de formação de agregados no solo, o qual descreve a ligação de partículas minerais primárias na formação de microagregados (< 250 µm) e dos microagregados dentro dos

macroagregados (> 250 μ m). Os agentes mais persistentes (complexos organo-minerais), responsáveis pela estabilização dos microagregados, são geralmente mais antigos, mais humificados e mais recalcitrantes. Os agentes ligantes temporários (raízes e hifas de fungos) e os transitórios (polissacarídeos), que unem os microagregados para formar os macroagregados, são normalmente mais lábeis (Elliott, 1986; Tisdall & Oades, 1982; Haynes & Beare, 1996).

O tempo que a MO protegida fisicamente permanece no solo é diretamente relacionado à estabilidade dos agregados e de seus agentes ligantes. A estabilidade dos macroagregados (> 250 μ m) é dependente da ação de raízes e de hifas de fungos (Tisdall & Oades, 1982) e, portanto, extremamente relacionada à presença de plantas e da adição contínua de resíduos ao solo. Quando um solo permanece sob pousio ou descoberto, a estabilidade e quantidade destes agregados diminui, reduzindo o conteúdo de MO do solo (Paladini & Mielniczuk, 1991). Neste caso, a perda de estabilidade resulta na quebra e exposição de superfícies onde a MO pode ser atacada pelos microorganismos. Porém, nos microagregados (< 250 μ m), os agentes de ligação são persistentes e incluem os complexos organo-minerais. Estes agentes conferem alta estabilidade aos complexos formados, o que os torna resistentes a alterações do ambiente tão fortes quanto o revolvimento do solo. Numa escala temporal, a MO protegida no interior de microagregados poderia representar boa parte do compartimento passivo referido no modelo Century (Parton et al., 1987). Por outro lado, em solos com alta adição de resíduos vegetais ao solo e com mínimo revolvimento, a incorporação de MO no interior de microagregados deve ser muito pequena e associada ao C orgânico dissolvido.

A proteção física da MO pode ser usada para interpretar os acúmulos ou perdas de MO em solos com uma matriz arenosa ou argilosa. Num solo arenoso, o arranjo das partículas primárias resulta em uma distribuição de poros de maior tamanho, o que facilita o acesso microbiano à MO. Os agentes ligantes orgânicos são oxidados mais facilmente, e a estabilidade dos agregados é extremamente dependente da contínua adição de resíduos vegetais e da atividade da fauna. O revolvimento do solo resulta em rápido declínio da MO e da estabilidade de agregados. Nestes solos, atingir altos níveis de MO é mais difícil, devido à maior acessibilidade dos decompositores à MO.

Em solos argilosos, especialmente aqueles ricos em óxidos de Fe e Al, a MO pode ser mantida em altos níveis, principalmente por sua ligação com a fração mineral, a qual protege a MO da decomposição pelos microorganismos. O grande número de microporos, cujo diâmetro torna boa parte da MO inacessível aos decompositores, contribuiu para a maior estabilidade da MO nesses solos. O revolvimento do solo resulta em pequenas perdas de MO (Bayer, 1996).

Hassink et al. (1993) avaliaram a proteção física de N orgânico em solos de diferentes texturas, através da alteração na taxa de mineralização do N obtida após o peneiramento do solo a 800 μ m e 100 μ m. O aumento da mineralização observado após a passagem pela peneira mais fina é causado pela exposição de uma parte da MO fisicamente protegida, localizada em pequenos poros. Os resultados indicaram que, nos solos argilosos, a proteção física ao N orgânico foi maior do que nos solos arenosos e que o mecanismo de proteção física foi diferente. No solos arenosos, o peneiramento mais fino não aumentou a taxa de mineralização do N. Isto sugere que o N orgânico não foi protegido fisicamente. No entanto, o teor de N associado à fração argila foi muito maior que no solo inteiro, sugerindo que em solos arenosos, o mecanismo de proteção do N é pela sua interação com a fração mineral. Nos solos argilosos, houve um considerável aumento na taxa de mineralização de N após o peneiramento a 100 μ m, enquanto o N na fração argila não foi maior do que no solo inteiro. Aparentemente, em solos argilosos, os compostos orgânicos são protegidos fisicamente da decomposição, devido a sua localização em pequenos poros. A interação organo-mineral foi considerada menos importante.

Comparando dois solos do RS, um LATOSSOLO VERMELHO com 680 g kg⁻¹ de argila e um ARGISSOLO VERMELHO com 220 g kg⁻¹ de argila, Bayer (1996) mostrou que o revolvimento contínuo do solo tem efeitos diferentes sobre a taxa de decomposição da MO. Enquanto que no solo argiloso as taxas de decomposição sob preparo convencional (PC) e plantio direto (PD) foram 1,4% e 1,2%, respectivamente, no solo franco, a diferença foi mais acentuada (5,4% no PC e 2,9% no PD). Provavelmente, a maior estabilidade da MO, sob solo argiloso, esteja relacionada à maior proteção coloidal (interação com a fração mineral) e física da MO, comparativamente ao solo franco. Estes resultados confirmam que a estabilização do C no solo está relacionada à textura, à mineralogia e à distribuição do tamanho e da estabilidade de agregados. Pesquisas adicionais são necessárias para identificar a contribuição de cada uma destas variáveis para a preservação do C no solo.

Estudos de incubação podem ser utilizados para separar o efeito da interação organo-mineral da proteção física. Nestes caso, os agregados do solo são quebrados mecanicamente por peneiramento ou pelo ultrassom. Se a MO é fisicamente protegida, a quebra dos agregados pode aumentar o acesso ao substrato, causando aumento na liberação de CO₂ (Edwards & Bremner, 1967). Adu & Oades (1978b) produziram agregados em que foram adicionados substratos marcados com ¹⁴C. A menor taxa de respiração de amido adicionado ao solo com agregados, comparativamente ao mesmo solo onde os agregados foram destruídos, foi atribuída à presença de material marcado em microporos inacessíveis aos microorganismos. No entanto, Christensen (1987), avaliando a evolução de CO₂ durante a incubação do solo inteiro e de frações organo-minerais, obtidas pela dispersão pelo ultrassom de dois solos da Dinamarca com teores de argila inferiores a 150 g kg⁻¹, observou que a soma do CO₂ evoluído das frações organo-minerais areia, silte e argila foi equivalente à verificada para o solo inteiro, indicando que não houve proteção física da MO nos agregados. A proteção existente foi atribuída a associação da MO com minerais do solo.

Catroux & Schnitzer (1987) também observaram poucas evidências da ocorrência de MO protegida fisicamente em agregados. A aplicação de técnicas de dispersão física dos agregados do solo pode fornecer informações sobre a localização, qualidade e quantidade das frações da MO que são protegidas fisicamente. As diferenças de comportamento encontradas nos estudos podem refletir propriedades específicas da MO associada aos agregados ou a diferenças metodológicas, principalmente relacionadas à intensidade de ruptura dos agregados do solo (Feller & Beare, 1997).

As principais evidências da existência de material orgânico protegido fisicamente no solo têm sido comprovadas em estudos com agregados (Elliott, 1986; Golchin et al., 1994a; Angers & Carter, 1996; Shang & Tiessen, 1998). A partir do modelo hierárquico de formação de agregados proposto por Tisdall & Oades (1982), é fundamental discutir os processos de formação de agregados, os agentes ligantes e a importância da sua formação e estabilização para o acúmulo e a perda da MO em vários ambientes.

4. Dinâmica da matéria orgânica em agregados do solo

A estrutura do solo pode ser definida em termos da sua forma e estabilidade. A forma estrutural refere-se ao arranjo das partículas sólidas e dos espaços vazios entre elas, enquanto que a estabilidade refere-se à capacidade para suportar a ação de forças externas, como ciclos de secagem e de umedecimento e rompimento mecânico (Haynes & Beare, 1996). Durante o processo de formação de agregados, os principais agentes ligantes são as SHs e os polissacarídeos (Tisdall & Oades, 1982; Tisdall, 1996). Estas moléculas podem unir os componentes minerais do solo e os agregados formados. O modelo de agregação geralmente aceito envolve duas unidades físicas, os microagregados (< 250 µm de diâmetro) e os macroagregados (> 250 µm) (Edwards & Bremner, 1967; Tisdall & Oades, 1982; Muneer & Oades, 1989). As SHs associam-se aos argilominerais e aos óxidos de Fe e Al na formação de microagregados. Através da ação cimentante de polissacarídeos, SHs e oxihidróxidos mal cristalizados, os microagregados, juntamente com fragmentos de plantas em decomposição, hifas de fungos, partículas de areia e a pressão de crescimento radicular, podem dar origem aos macroagregados. A mistura de componentes minerais e de restos vegetais, realizada pela macro e mesofauna, propicia a formação de núcleos a partir dos quais podem se formar macroagregados (Haynes & Beare, 1996). Numa visão mais dinâmica do processo, a força que conduz à formação de microagregados é a sorção de colóides orgânicos sobre a fração mineral. Desde que as SHs e os polissacarídeos são imóveis no solo, o componente móvel envolvido na microagregação é a argila fina. Por exemplo, a argila pode se mover com a água pelos poros do solo, por gravidade ou pela sucção exercida pelas raízes, até entrar em contato com mucilagens. Na rizosfera, a argila se orienta paralelamente às superfícies das mucilagens, bactérias, hifas de fungos ou às raízes. Os polissacarídeos e as SHs são produtos do metabolismo microbiano, derivados dos resíduos vegetais em decomposição (MO particulada). Assim, a formação de microagregados ocorre em locais de alta atividade microbiana e os resíduos orgânicos adicionados ao solo podem ser totalmente decompostos ou protegidos dos microorganismos em alguma etapa deste processo.

Golchin et al. (1994b) propuseram um modelo de formação, estabilização e degradação de microagregados (20-250 µm), mostrando, de uma forma dinâmica, o processo de proteção química e física de compostos orgânicos. Os resíduos vegetais são inicialmente colonizados por microorganismos e, ao mesmo tempo, adsorvidos aos minerais. Os fragmentos de plantas são recobertos por partículas minerais e tornam-se o centro de agregados estáveis

em água e são protegidos da rápida decomposição. Durante as fases iniciais de decomposição dos resíduos orgânicos, quando ainda são ricos em carboidratos e atrativos aos microorganismos, os agregados apresentam alta estabilidade devido às mucilagens e aos metabólitos microbianos, que ultrapassam o recobrimento de partículas minerais e estabilizam os agregados maiores.

À medida que a decomposição avança no interior dos agregados, as frações orgânicas mais lábeis, como os carboidratos e as proteínas, são consumidas pelos microorganismos e podem fazer parte da biomassa microbiana. No decorrer do tempo, as estruturas vegetais mais resistentes são preservadas como partículas oclusas no interior dos agregados, as quais apresentam estrutura orgânica rica em C-aromático e C-alquil e pobre em C-O-alquil (polissacarídeos). Tanto os produtos microbianos como a biomassa são adsorvidos às superfícies minerais.

Quando os agregados são rompidos mecanicamente, parte do material orgânico está presente como partículas orgânicas livres e parte encontra-se adsorvida à fração mineral e não é deslocado pela energia do ultra-som. Assim, o rompimento de agregados pode expor materiais orgânicos com diferentes graus de associação à fração mineral e, por consequência, com diferentes estágios de decomposição e densidades. Assumindo estas considerações, Shang & Tiessen (1998) avaliaram os mecanismos de estabilização da MO num oxissolo e num alfissolo do semi-árido de Pernambuco, sob vegetação nativa. A análise dos conteúdos de C das frações areia, silte e argila mostraram que metade do C do solo encontra-se associado com a fração de tamanho silte. A comparação da distribuição granulométrica obtida pela dispersão química e pelo ultrassom mostrou que a fração silte poderia conter microagregados resistentes ao ultrassom, formados por partículas de argila fortemente cimentadas. A partir deste resultado, os microagregados de tamanho silte foram submetidos a uma nova dispersão com ultrassom, utilizando maior energia, em um líquido de densidade $1,8 \text{ g cm}^{-3}$. As dispersões sucessivas dos microagregados de tamanho silte mostraram que a MO leve (densidade $< 1,8 \text{ g cm}^{-3}$) liberada do interior dos microagregados, representou 23% do C total para os dois solos, enquanto as quantidades de argila aumentaram da primeira para a terceira dispersão, comprovando que parte dos microagregados de tamanho silte eram formados por partículas de argila. Qualitativamente, a MO leve, protegida no interior dos agregados silte, mostrou ser mais jovem e menos decomposta do que os materiais orgânicos em frações de mesma densidade e tamanho, em solos de clima temperado, com características mais similares a de resíduos de plantas parcialmente decompostos do que à produtos microbianos.

Os resultados de Shang & Tiessen (1998) permitem duas considerações importantes: 1) em ambientes tropicais, a formação de microagregados estáveis é uma forma importante de proteção da MO do solo. A grande proporção de MO leve, jovem e pouco decomposta no interior de microagregados de tamanho silte indica que estes materiais orgânicos foram fisicamente protegidos e tornaram-se inacessíveis aos microorganismos em algum estágio da formação desses agregados; 2) a ação de agentes cimentantes sobre partículas de argila pode produzir microagregados de tamanho silte resistentes à dispersão pelo ultra-som (Edwards & Bremner, 1967; Tisdall & Oades, 1982; Christensen, 1996; Balesdent et al., 1998), cuja MO associada pode apresentar baixo (Shang & Tiessen, 1998) ou alto grau de humificação (Martin-Neto et al., 1994; Bayer, 1996), dependendo do estágio de decomposição em que este material orgânico tornou-se inacessível ao ataque microbiano.

As relações estruturais entre as partículas minerais e os poros fornecem uma variação no habitat para o ataque biológico (fauna, microorganismos e enzimas) aos substratos orgânicos. Por exemplo, a localização da MO em diferentes tamanhos de poros pode influenciar a sua disponibilidade ao ataque microbiano (Adu & Oades, 1978a). Como já discutido anteriormente, os agentes ligantes orgânicos, presentes no interior dos microagregados, são principalmente os polissacarídeos e as SHs em forte interação com a fração mineral. Estas ligações são muito estáveis até sob efeito do ultrassom (Edwards & Bremner, 1967; Tisdall & Oades, 1982) e, portanto, esta fração orgânica pode ser considerada como um compartimento passivo frente às perturbações climáticas ou antrópicas. No entanto, os materiais orgânicos responsáveis pela ligação entre os microagregados são facilmente mineralizáveis, mas são freqüentemente inacessíveis para os microorganismos e suas enzimas (Haynes & Beare, 1996), a menos que estes agregados sejam quebrados. As evidências da inacessibilidade destes compostos aos microorganismos são obtidas em estudos onde se avalia o efeito da quebra de agregados em partículas menores sobre a mineralização da MO em incubações de laboratório. Geralmente, a moagem ou esmagamento dos macroagregados aumenta a mineralização do C e do N e isto tem sido atribuído à decomposição da MO previamente inacessível aos microorganismos (Edwards & Bremner, 1967; Elliott, 1986; Beare et al., 1994).

A formação e a estabilidade dos agregados maiores que 250 μm está diretamente relacionada à atuação das raízes de plantas, a seus exudatos (polissacarídeos) e à micorrizas e hifas de fungos, os quais unem grupos de microagregados e partículas de areia para formar os macroagregados estáveis. Este processo é extremamente dinâmico e dependente da constante adição de resíduos orgânicos e da presença de raízes de plantas ativas. A pressão de crescimento e a absorção de água pelas raízes favorecem este processo. Tisdall (1996) e Haynes & Beare (1996) apresentam revisões sobre a estrutura e formação de agregados no solo e podem ser consultados para maior detalhamento.

Do ponto de vista ambiental, a estabilidade e a distribuição dos agregados no solo têm um papel importante no seqüestro de C atmosférico. Solos sob vegetação nativa (mata ou pastagem nativa, por exemplo) ou sob PD, geralmente apresentam conteúdos mais altos de MO do que os solos sob intenso revolvimento. Nestes solos, a MO adicional pode estar na forma de resíduos de plantas livres ou, principalmente, como MO inter-microagregados, isto é, no interior dos macroagregados, mas externa aos microagregados. Esta fração é composta por SHs, polissacarídeos e por resíduos de plantas em decomposição, localizadas no interior dos macroagregados, em locais muitas vezes inacessíveis aos microorganismos. Quando os macroagregados são rompidos, uma parte considerável da MO é exposta ao ataque microbiano e pode ser mineralizada. Esta fração da MO poderia ser considerada, por analogia, como parte do compartimento lento do modelo Century (Parton et al., 1987). Estudos de incubação em laboratório sobre a mineralização de C e de N após a quebra destes agregados têm mostrado que ela é maior sob pastagem nativa (Elliott, 1986) e PD (Beare et al., 1994) do que em solos sob PC contínuo, refletindo-se em maiores conteúdos de MO sob pastagens e PD.

De forma similar, quando um sistema natural é alterado pelo revolvimento do solo, a MO inicialmente perdida é a MO inter-microagregados (Elliott, 1986), resultado da exposição de MO anteriormente inacessível. Sob pastagem natural, mais de 40% da MO do solo pode estar localizada inter-microagregados (Carter, 1996), o que pode justificar o rápido declínio inicial da MO quando estes sistemas são alterados pelo revolvimento do solo.

O impacto direto das gotas da chuva e dos ciclos de umedecimento e de secagem sobre os macroagregados pode resultar em efeitos semelhantes ao do preparo de solo, mas com menor magnitude (Adu & Oades, 1978a; Tisdall & Oades, 1982). Mesmo sem o revolvimento do solo, mas com baixa adição de resíduos, os sistemas que envolvem pousio ou solo descoberto têm a

quantidade e a estabilidade de macroagregados reduzida, proporcionando a decomposição da MO inter-microagregados (Dalal & Mayer, 1986a; b; Paladini & Mielniczuk, 1991), com pouco ou nenhum efeito sobre a MO intra-microagregados (complexos organo-minerais no interior de microagregados).

Em solos ricos em argila e óxidos de Fe ou Al, grande parte da MO encontra-se protegida no interior dos microagregados (Edwards & Bremner, 1967; Jastrow et al., 1996) e, portanto, é pouco afetada pelo manejo do solo. Por exemplo, quando o solo é revolvido, somente a MO externa aos agregados e, quando os macroagregados são rompidos, externa aos microagregados, pode sofrer aumento nas suas taxas de decomposição sob preparo do solo. No entanto, normalmente a adição de C pelas culturas equivale às perdas de C do solo. Como resultado, a diferença nas taxas de decomposição da MO do solo (K_2) entre os sistemas PD e PC são muito pequenas (Bayer, 1996). Por outro lado, assumindo que o tempo de ciclagem da MO no interior dos microagregados é bem superior (três vezes maior) à dos macroagregados (Jastrow et al., 1996), pode-se admitir que, se por um lado a MO dos microagregados não contribui para o aumento do C mineralizado quando o solo é revolvido, tão pouco deve-se esperar que a argila contida no interior dos microagregados contribua significativamente para a proteção coloidal do C oriundo de resíduos vegetais, recentemente adicionados pelas culturas ao solo. Além disso, admitindo-se que somente parte da capacidade máxima de adsorção de MO à fração argila tenha sido ocupada quando o microagregado foi formado, isto poderia significar que a formação de microagregados no solo, por um lado, protege grande parte do C, mas por outro, reduz as superfícies disponíveis para a interação organo-mineral, sendo que a fração argila pode comportar-se como um microagregado, isto é, as superfícies efetivamente disponíveis para adsorção da MO restringem-se às superfícies externas aos macro e microagregados. Pesquisas poderiam ser realizadas para validar estas pressuposições.

De maneira geral, os estudos envolvendo dinâmica da MO em agregados e frações organo-minerais do solo mostram que a taxa de decomposição da MO é menor nos agregados de menor tamanho e que a proporção de C mais jovem aumenta com o aumento do tamanho dos agregados (Angers & Giroux, 1996; Jastrow et al., 1996). Angers & Giroux (1996) determinaram as proporções de C recentemente depositado (< 15 anos) sobre classes de tamanho de agregados estáveis em água, usando a abundância natural do ^{13}C . Após 15 anos de cultivo sobre um campo de pradaria (plantas C_3), a percentagem de C derivado do milho (planta C_4) foi de 20% do C nos agregados > 1 mm e somente 1% nos microagregados (< 0,25 mm), indicando que os

Macroagregados são enriquecidos e, provavelmente, estabilizados por resíduos vegetais recentemente depositados no solo.

Considerando estas pressuposições sobre a dinâmica da MO em agregados, a influência dos microagregados na proteção física e coloidal do C e a possível redução na superfície disponível para interação com o aumento da microagregação, duas considerações poderiam ser feitas sobre a dinâmica da MO sob PD em um solo oxidico: 1) a redução na superfície disponível para a interação provoca aumento na taxa de decomposição dos resíduos adicionados ao solo; e 2) a taxa de decomposição dos resíduos vegetais adicionados na superfície do solo deve ser muito superior àquela verificada para as raízes em maior profundidade. A explicação poderia ser a seguinte: em superfície, uma grande quantidade de resíduos vegetais da parte aérea são depositados num volume restrito de solo (0-3 cm). Como os sítios de ligação são limitados, estes vão sendo ocupados com MO ao longo do tempo e a capacidade de proteção é reduzida (Christensen, 1992). Hassink & Whitmore (1997) propuseram um modelo de proteção física da MO, onde o seu acúmulo líquido depende da quantidade de sítios de ligação já ocupados e não somente da superfície disponível para interação. A menor taxa de decomposição para as raízes está relacionada à maior superfície de interação disponível à maior profundidade, à maior relação lignina/N do tecido radicular (Balesdent & Balabane, 1996) e à alocação de exudatos radiculares e tecido vegetal em contato direto com as superfícies minerais, no interior de agregados.

A estabilidade relativa dos macro e microagregados é função de vários fatores, os quais incluem a) o mecanismo de atração físico-química entre os componentes orgânicos e minerais; b) a labilidade dos agentes ligantes e c) a quantidade e localização dos agentes ligantes dentro do arranjo hierárquico dos agregados, o que influencia sua acessibilidade aos organismos do solo (Tisdall & Oades, 1982). Em função disso, a estabilidade relativa dos agregados está relacionada diretamente com a taxa de ciclagem dos compostos orgânicos que servem de agentes ligantes nos macro e microagregados, sendo esta mais lenta para a MO associada aos microagregados (Balesdent et al., 1987; Angers & Giroux, 1996).

As informações sobre as taxas de ciclagem da MO em micro e macroagregados são escassas, pois estes estudos necessitam da utilização de técnicas isotópicas como a abundância natural do ^{13}C ($\delta^{13}\text{C}$) ou materiais orgânicos marcados com ^{14}C . A conversão de um solo desenvolvido continuamente sobre vegetação C_4 ($\delta^{13}\text{C} = -12\%$), para o cultivo com plantas C_3 ($\delta^{13}\text{C} = -27\%$), ou

vice-versa, representa uma oportunidade para estudar a dinâmica do C em agregados.

Jastrow et al. (1996) utilizaram esta ferramenta para investigar a taxa de ciclagem e a adição de C recente (< 17 anos) em agregados estáveis em água, após 17 anos da inclusão de pastagem com plantas C₃ sobre um solo da região de Chicago (EUA), previamente sob vegetação C₄. Os resultados indicaram que as taxas de perda de C antigo (plantas C₄) foram maiores para os macro do que para os microagregados. A adição líquida de C recente (C₃) aumentou para os agregados de maior tamanho, confirmando a existência de uma hierarquia dos agregados, onde os microagregados se unem para formar os macroagregados. No entanto, a taxa de adição líquida de C recente para os microagregados foi equivalente à verificada para os macroagregados pequenos (0,212-1 mm), o que não está de acordo com o conceito de microagregados extremamente estáveis (Tisdall & Oades, 1982). Segundo Jastrow et al. (1996), possivelmente grande parte do C recentemente depositado sobre os microagregados está localizada na sua superfície. Isto indica que a formação e a degradação de microagregados pode ser mais dinâmica do que tem sido pressuposto por sua estabilidade em solos cultivados. No entanto, este estudo foi conduzido em uma região de clima temperado, cuja mineralogia é diferente das regiões tropicais e subtropicais.

Estes resultados reforçam o caráter dinâmico da MO no solo e que os fatores que influem sobre a sua ciclagem podem ser diferentes conforme o ambiente. Os efeitos de proteção à MO pela interação com a fração mineral e da proteção física ocorrem concomitantemente e são de difícil separação até o momento. Pesquisas envolvendo solos de regiões tropicais apresentando textura similar, mas com mineralogias diferentes, poderiam contribuir para a separação destes efeitos. A determinação da área superficial das diferentes classes de tamanho de agregados também poderia ser objeto de pesquisa.

A proporção de C protegido fisicamente em agregados geralmente é maior em PD do que sob PC (Beare et al., 1994; Franzluebbers & Arshad, 1997). O revolvimento freqüente do solo provoca perda de estabilidade e quebra de agregados, com perda da MO mais lábil protegida dentro dos agregados. Conseqüentemente, o PD pode representar um importante potencial para reter frações mais lábeis da MO no solo, por maior período de tempo e, assim, contribuir para a redução da concentração de CO₂ atmosférico.

Referências Bibliográficas

- ADDISCOT, T.M. Entropy and sustainability. **European Journal of Soil Science**, Dordrecht, v.46, p.161-168, 1992.
- ADU, J.K.; OADES, J.M. Physical factors influencing decomposition of organic materials in soil aggregates. **Soil Biology Biochemistry**, Oxford, v.10, p.109-115, 1978a.
- ADU, J.K.; OADES, J.M. Utilization of organic materials in soil aggregates by bacteria and fungi. **Soil Biology Biochemistry**, Oxford, v.10, p.117-122, 1978b.
- AMELUNG, W.; FLACH, K.W.; ZECH, W. Climatic effects on soil organic matter composition in the Great plains. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.61, p.115-123, 1997.
- ANDREUX, F. Humus in world soils. In: PICCOLO, A. (Ed.) **Humic substances in terrestrial ecosystems**. Amsterdam: Elsevier, 1996. p.45-100.
- ANGERS, D.A.; CARTER, M.R. Aggregation and organic matter storage in cool, humid agricultural soils. In: CARTER, M.R.; STEWART, B.A. (Eds.) **Structure and organic matter storage in agricultural soils**. Boca Raton: CRC Press, 1996. p.193-211.
- ANGERS, D.A.; GIROUX, M. Recently deposited organic matter in soil water-stable aggregates. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.60, p.1547-1551, 1996.
- BALDOCK, J.A.; OADES, J.M.; WATERS, A.G.; PENG, X.; VASSALO, A.M.; WILSON, M.A. Aspects of the chemical structure of soil organic materials as revealed by solid-state ¹³C NMR spectroscopy. **Biogeochemistry**, Dordrecht, v.16, p.1-42, 1992.
- BALESDENT, J.; MARIOTTI, A.; GUILLET, B. Natural ¹³C abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics. **Soil Biology Biochemistry**, Oxford, v.19, n.1, p.25-30, 1987.
- BALESDENT, J.; BALABANE, M. Major contribution of roots to soil carbon storage inferred from maize cultivated soils. **Soil Biology Biochemistry**, Oxford, v.28, n.9, p.1261-1263, 1996.

BALESDENT, J.; BESNARD, E.; ARROUAYS, D.; CHENU, C. The dynamic of carbon in particle-size fractions of soil in a forest-cultivation sequence. **Plant and soil**, The Hague, v.201, p.49-57, 1998.

BAYER, C. **Dinâmica da matéria orgânica em sistemas de manejo de solos**. 1996. 240 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996.

BAYER, C.; MIELNICZUK, J. Características químicas do solo afetadas por métodos de preparo e sistemas de cultura. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.21, p.105-112, 1997a.

BAYER, C.; MIELNICZUK, J. Nitrogênio total de um solo submetido a diferentes métodos de preparo e sistemas de cultura. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.21, p.235-239, 1997b.

BEARE, M.H.; CABRERA, M.L.; HENDRIX, P.F.; COLEMAN, D.C. Aggregate-protected and unprotected organic matter pools in convencional and no-tillage soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.58, p.787-795, 1994.

BLAIR, G.J.; LEFROY, R.D.B.; SINGH, B.P.; TILL, A.R. Development and use of a carbon management index to monitor changes in soil C pool size and turnover rate. In: GADISCH, G.; GILLER, K.E. (Ed.). **Driven by nature: plant litter quality and decomposition**. Wallingford: CAB International, 1997. p.273-281.

BURKE, L.M.; LASHOF, D.A. Greenhouse gas emissions related to agriculture and land-use practices. In: KIMBALL, B.A.; ROSENBERG, N.J.; ALLEN, L.H. (Ed.). **Impact of dioxide, trace gases, and climate change on global agriculture**. Madison: American Society of Agronomy, 1990. p.27-43. (Special Publication, 53).

CAMBARDELLA, C.A.; ELLIOTT, E.T. Particulate soil organic matter changes across a grassland cultivation sequence. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.56, p.777-783, 1992.

CARTER, M.R. Analysis of soil organic matter storage in agroecosystems. In: CARTER, M.R.; STEWART, B.A. (Ed.) **Structure and organic matter storage in agricultural soils**. Boca Raton: CRC Press, 1996. p.3-11.

CATROUX, G.; SCHNITZER, M. Chemical, spectroscopic, and biological characteristics of the organic matter in particle size fractions separated from an Aquoll. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v.51, p.1200-1207, 1987.

CHAN, K.Y. Consequences of changes in particulate organic carbon in vertisols under pasture and cropping. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.61, p.1376-1382, 1997.

CHRISTENSEN, B.T. Decomposability of organic matter in particle size fractions from field soils with straw incorporation. **Soil Biology Biochemistry**, Oxford, v.19, n.4, p.429-435, 1987.

CHRISTENSEN, B.T. Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates. **Advances in Soil Science**, New York, v.20, p.1-90, 1992.

CHRISTENSEN, B.T. Carbon in primary and secondary organomineral complexes. In: CARTER, M. R.; STEWART, B. A. (Ed.) **Structure and organic matter storage in agricultural soils**. Boca Raton: CRC Press, 1996. p.97-165.

CORNEJO, J.; HERMOSÍN, M. C. Interaction of Humic Substances and Soil Clays. In: PICCOLO, A. (Ed.) **Humic substances in terrestrial ecosystems**. Amsterdam: Elsevier, 1996. p.595-624.

DALAL, R.C.; MAYER, R.J. Long-term trends in fertility of soils under continuous cultivation and cereal cropping in Southern Queensland, I. Overall changes in soil properties and trends in winter cereal yields. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v.24, p.265-279, 1986a.

DALAL, R.C.; MAYER, R.J. Long-term trends in fertility of soils under continuous cultivation and cereal cropping in Southern Queensland, II. Total organic carbon and its rate of loss from the soil profile. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v.24, p.281-292, 1986b.

DALAL, R.C.; MAYER, R.J. Long-term trends in fertility of soils under continuous cultivation and cereal cropping in southern Queensland. IV. Loss of organic carbon from different density functions. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v.24, p.301-309, 1986c.

DUXBURY, J.M.; SMITH, M.S.; DORAN, J.M. Soil organic matter as a source and a sink of plant nutrients. In: COLEMAN, D.C.; OADES, J.M.; UEHARA, G. **Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems**. Honolulu: University of Hawaii, 1989. p.33-67.

EDWARDS, A.P.; BREMNER, J.M. Microaggregates in soils. **Journal of Soil Science**, London, v.18, n.1, p.64-73, 1967.

ELLIOTT, E.T. Aggregate structure and carbon, nitrogen, and phosphorous in native and cultivated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.50, p.627-633, 1986.

FELLER, C. Organo-mineral interactions in tropical soils. In search of "functional" organic matter pools: the particle-size fractionation approach. In: ENCONTRO BRASILEIRO SOBRE SUBSTÂNCIAS HÚMICAS, 3., 1999, Santa Maria. **Anais...** Santa Maria: UFSM, 1999. p.104-124.

FELLER, C.; BEARE, M.H. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. **Geoderma**, Amsterdam, v.79, n.1/4, p.69-116, 1997.

FRANZLUEBBERS, A.J.; ARSHAD, M.A. Particulate organic carbon content and potential mineralization as affected by tillage and texture. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.61, p.1382-1386, 1997.

GOLCHIN, A.; OADES, J.M.; SKJEMSTAD, J.O.; CLARKE, P. Study of free and occluded particulate organic matter in soils by solid state ^{13}C CP/MAS NMR spectroscopy and scanning electron microscopy. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v.32, p.285-309, 1994a.

GOLCHIN, A.; OADES, J.M.; SKJEMSTAD, J.O.; CLARKE, P. Soil structure and carbon cycling. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v.32, p.1043-1068, 1994b.

GREGORICH, E.G.; JANZEN, H.H. Storage of soil carbon in the light fraction and macroorganic matter. In: CARTER, M.R.; STEWART, B.A. (Ed.) **Structure and organic matter storage in agricultural soils**. Boca Raton: CRC Press, 1996. P.167-211.

GU, B.; SCHMITT, J.; CHEN, Z.; LIANG, L.; McCARTHY, F. Adsorption and desorption of natural organic matter on iron oxide: mechanisms and models. **Environmental Science Technology**, Washington, v.28, n.1, p.38-46, 1994.

GUGGENBERGER, G.; ZECH, W.; THOMAS, R. Lignin and carbohydrate alteration in particle-size separates of a oxisol under tropical pastures following native savanna. **Soil Biology Biochemistry**, Oxford, v.27, n.12, p.1629-1638, 1995.

HAMMEL, K.E. Fungal degradation of lignin. In.: GADISCH, G.; GILLER, K.E. (Eds.) **Driven by nature: plant litter quality and decomposition**. Wallingford: CAB International, 1997. p.33-45.

HASSINK, J.; BOUWMAN, L.A.; ZWART, K.B.; BLOEM, J.; BRUSSAARD, L. Relationships between soil texture, physical protection of organic matter, soil biota, and C and N mineralization in grassland soils. **Geoderma**, Amsterdam, v.57, p.105-128, 1993.

HASSINK, J.; WHITMORE, A.P. A model of the physical protection of organic matter in soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.61, p.131-139, 1997.

HAYNES, R.J.; BEARE, M.H. Aggregation and organic matter storage in mesothermal, humid soils. In: CARTER, M.R.; STEWART, B.A. (Ed.) **Structure and organic matter storage in agricultural soils**. Boca Raton: CRC Press, 1996. p.310-359.

JANZEN, H.H.; CAMPBELL, C. A.; BRANDT, S.A. LAFOND, G.P.; TOWNLEY-SMITH, L. Light-fraction organic matter in soils from long-term crop rotations. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.56, p.1799-1806, 1992.

JARDINE, P.M.; WEBER, N.L.; McCARTHY, J.F. Mechanisms of dissolved organic carbon adsorption on soil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.53, p.1378-1385, 1989.

JASTROW, J.D.; BOUTTON, T.W.; MILLER, R.M. Carbon dynamics of aggregate-associated organic matter estimated by carbon-13 natural abundance. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.60, p.801-807, 1996.

JENKINSON, D.S.; RAYNER, J.H. The turnover of soil organic matter in some of the rothamsted classical experiments. **Soil Science**, Baltimore, v.123, n.5, p.298-305, 1977.

JUMA, N. G. Interrelationships between soil structure/texture, soil biota/soil organic matter and crop production. **Geoderma**, Amsterdam, v.57, p.3-30, 1993.

LADD, J.N.; FOSTER, R.C.; SKJEMSTAD, J.O. Soil structure: carbon and nitrogen metabolism. **Geoderma**, Amsterdam, v.56, p.401-434, 1993.

LAL, R. Residue management, conservation tillage and soil restoration for mitigating greenhouse effect by CO₂-enrichment. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v.43, p.81-107, 1997.

LESSA, A.S.N.; ANDERSON, D.W.; CHATSON, B. Cultivation effects on the nature of organic matter in soils and water extracts using CP/MAS ¹³C NMR spectroscopy. **Plant and Soil**, The Hague, v.184, p.207-217, 1996.

MARTIN, J.P.; HAIDER, K. Influence of mineral colloids on turnover rates of soil organic carbon. In: HUANG, P.M.; SCHNITZER, M. (Ed.) **Interactions of Soils Minerals with Natural Organics and Microbes**. Madison: Soil Science Society of America, 1986. p.283-304. (Special Publication, 17)

MARTIN-NETO, L.; ANDRIULO, A.E.; TRAGHETTA, D.G. Effects of cultivation on ESR spectra of organic matter from soil size fractions of a mollisol. **Soil Science**, Baltimore, v.157, n.6, p.365-372, 1994.

MIELNICZUK, J. Matéria orgânica e sustentabilidade de sistemas agrícolas. In: SANTOS, G.A.; CAMARGO, F.A.O. (Ed.) **Fundamentos da matéria orgânica do solo: Ecossistemas tropicais e subtropicais**. Porto Alegre: Genesis, 1999. p.1-8.

MORTLAND, M.M. Clay-organic complexes and interactions. **Advances in Agronomy**, San Diego, v.22, p.75-117, 1970.

MUNEER, M.; OADES, J.M. The role of Ca-organic interactions in soil aggregate stability. III. Mechanisms and models. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v.2, p.411-423, 1989.

NIEROP, K. **Origin and fate of organic matter in sandy soils along a primary vegetation succession.** 1999. 160f. Tese (Hoogleraar in de Bodemvorming en Ecopedologie) - Universitair Hoofddocent, Veenendaal, 1999.

OADES, J.M.; GILLMAN, G.P.; UEHARA, G. Interactions of soil organic matter and variable-charge clays. In: COLEMAN, D.C.; OADES, J.M.; UEHARA, G. (Ed.) **Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems.** Honolulu: University of Hawaii, 1989. p.69-95.

PALADINI, F.L.S.; MIELNICZUK, J. Distribuição de tamanho de agregados de um solo podzólico vermelho-escuro afetado por sistemas de cultura. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.15, p.135-140, 1991.

PARTON, W.J.; SCHIMEL, D.S.; COLE, C.V.; OJIMA, D.S. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in great plains grasslands. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.51, p.1173-1179, 1987.

PILLON, C.N.; MIELNICZUK, J.; MARTIN-NETO, L. Incremento da matéria orgânica particulada e associada a minerais por sistemas de manejo em solo Podzólico Vermelho-Escuro. In: ENCONTRO BRASILEIRO SOBRE SUBSTÂNCIAS HÚMICAS, 3., 1999, Santa Maria. **Anais...** Santa Maria: UFSM, 1999. p.203-206.

PRESTON, C.M.; NEWMAN, R.H.; ROTHER, P. Using ^{13}C CPMAS NMR to assess effects of cultivation on the organic matter of particle size fractions in a grassland soil. **Soil Science**, Baltimore, v.157, n.1, p.26-35, 1994.

SANCHES, P.A. **Properties and management of soils in the tropics.** New York: J. Wiley, 1976. 618p.

SCHNITZER, M. Binding of Humic Substances by Soil Mineral Colloids. In: HUANG, P.M.; SCHNITZER, M. **Interactions of soils minerals with natural organics and microbes.** Madison: Soil Science Society of America, 1986. p.77-100. (Special Publication, 17)

SCHOLES, M.C.; POWLSON, D.; TIAN, G. Input control of organic matter dynamics. **Geoderma**, Amsterdam, v.79, n.1/4, p.25-47, 1997.

SCHOLES, R. J.; BREEMEN, N. van. The effects of global change on tropical ecosystems. **Geoderma**, Amsterdam, v.79, n.1/4, p.9-24, 1997.

SHANG, C.; TIESSEN, H. Organic matter stabilization in two semiarid tropical soils: size, density and magnetic separations. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.62, p.1247-1257, 1998.

SKJEMSTAD, J.O.; DALAL, R.C.; BARRON, P.F. Spectroscopic investigations of cultivation effects on organic matter of vertisols. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.50, p.354-359, 1986.

SKJEMSTAD, J.O.; JANIK, L.J.; HEAD, M.J.; McCLURE, S.G. High energy ultraviolet photo-oxidation: a novel technique for studying physically protected organic matter in clay and silt-sized aggregates. **Journal of Soil Science**, London, v.44, p.485-499, 1993.

SOLLINS, P.; HOMANN, P.; CALDWELL, B.A. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. **Geoderma**, Amsterdam, v.74, n.1, p.65-105, 1996.

SPOSITO, G. **The chemistry of soils**. New York: Oxford University Press, 1989. 277p. Cap.3.

STEVENSON, F.J. **Humus chemistry: genesis, composition, reactions**. 2. ed. New York: J. Wiley, 1994. 496p.

STOTZKY, G. Influence of soil mineral colloids on metabolic process, growth, adhesion, and ecology of microbes and viruses. In: HUANG, P.M.; SCHNITZER, M. **Interactions of soils minerals with natural organics and microbes**. Madison: Soil Science Society of America, 1986. p.305-428. (Special Publication, 17)

TAN, K.H. The catalytic decomposition of clay minerals by complex reaction with humic and fulvic acid. **Soil Science**, Baltimore, v.120, n.3, p.188-194, 1975.

THENG, B.K.G.; TATE, K.R.; SOLLINS, P. Constituents of Organics Matter in Temperate and Tropical Soil. In: COLEMAN, D.C.; OADES, J.M.; UEHARA, G. (Ed.) **Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems**. Honolulu: University of Hawaii, 1989. p.5-32.

TIPPING, E. The adsorption of aquatic humic substances by iron oxides. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Elmsford, v.45, n.2, p.191-199, 1981.

TISDALL, J.M. Formation of soil aggregates and accumulation of soil organic matter. In: CARTER, M.R.; STEWART, B.A. (Ed.) **Structure and organic matter storage in agricultural soils**. Boca Raton: CRC Press, 1996. p.57-96.

TISDALL, J.M.; OADES, J.M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. **Journal of Soil Science**, London, v.33, p.141-163, 1982.

VAN VEEN, J.A.; PAUL, E.A. Organic carbon dynamics in grassland soils I. Background information and computer simulation. **Canadian Journal of Soil Science**, Ottawa, v.61, p.185-201, 1981.

VARADACHARI, C.; MONDAL, A.H.; GHOSH, K. Some aspects of clay-humus complexation: effect of exchangeable cations and lattice charge. **Soil Science**, Baltimore, v.151, n.3, p.220-227, 1991.

WERSHAW, R.L.; LEENHEER, A.; KENNEDY, K.R.; NOYES, T.I. Use of ¹³C NMR and FTIR for elucidation of degradation pathways during natural litter decomposition and composting I. early stage leaf degradation. **Soil Science**, Baltimore, v.161, n.10, p.667-679, 1996.