

ESTOQUE DE CARBONO E MECANISMOS DE ESTABILIZAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA DO SOLO: UMA REVISÃO

CARBON STOCK AND SOIL ORGANIC MATTER STABILIZATION MECHANISMS: A REVIEW

Daniel Hanke

Doutor em Ciência do Solo (UFGRS)
Professor Adjunto na Universidade Federal do Pampa (UNIPAMPA)
Dom Pedrito-RS, Brasil
hankesolos@gmail.com

Deborah Pinheiro Dick

Doutora em Agronomia (TUM – ALE)
Professora Titular na Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)
Porto Alegre-RS, Brasil
deborahdick@ufrgs.br

* Recebido em: 20/01/2020

* Aceito em: 16/03/2020

RESUMO

O solo é um importante reservatório terrestre de carbono (C) e apresenta potencial de mitigação das emissões dos gases do efeito estufa. O conhecimento dos processos que regulam a estabilização da matéria orgânica do solo é necessário para prever as alterações nos estoques de C com as mudanças no uso da terra. Existem vários mecanismos de estabilização que são descritos pela literatura, sendo esses: i) interação organo-mineral; ii) autoassociação; iii) hidrofobicidade; iv) potencial redox; v) agregação e oclusão física e; vi) recalcitrância bioquímica. Alguns desses mecanismos são determinados pelas características do perfil, ao passo que outros são também dependentes das condições de uso e manejo do solo. Esses mecanismos atuam de forma conjunta e compõem o complexo sistema polidisperso do processo de humificação que ocorre no solo. Alterações no uso e manejo do solo promovem mudanças no funcionamento desses mecanismos. Estudos que busquem determinar os níveis de estabilidade da matéria orgânica sob diferentes tipos de solo e manejos podem contribuir para a estruturação de planos de gestão ambiental. Ao mesmo tempo, esses estudos possuem potencial de auxiliar a construção da política de remuneração pela prestação de serviços ambientais, com base na capacidade do solo em estocar e estabilizar o C atmosférico.

Palavras-chave: Interação organo-mineral; agregação; hidrofobicidade; autoassociação; recalcitrância.

ABSTRACT

Soil is an important compartment to stock organic C and shows great potential to mitigate the greenhouse emissions. Information about the processes that control soil organic matter (SOM) stabilization is necessary to predict changes in C stocks with land use modifications. There are several mechanisms that control the SOM stabilization, being these: i) organo-mineral interaction; ii) SOM self-association; iii) hydrophobicity; iv) redox potential; v) aggregation and physical occlusion of organic compounds and; vi) biochemical recalcitrance. Some of these mechanisms are determined by the profile intrinsic characteristics, while others are also dependent of soil use and management. These mechanisms act together and make up the

complex polydispersed system of soil humification process. Changes in the soil use and management modify the dynamics of these mechanisms, since modifications of soil characteristics occur. Studies that seek to determine SOM stability levels in different soil classes, as well as with different soil uses and managements, can contribute for defining environmental management policies. At the same time, these studies have great potential to contribute the elaboration a policy to remunerate the conservations agents by provision of environmental services. These environmental services are based on the soil's capacity to stock and stabilize the atmospheric C.

Keywords: Organo-mineral interaction; aggregation; hydrophobicity; self-association; recalcitrance.

1. INTRODUÇÃO

O solo é um importante reservatório terrestre de C e apresenta potencial de mitigação das emissões de CO₂ (Eswaran et al., 1993; Batjes, 1996; Cerri et al., 2004). O teor de C no solo tende a manter níveis estáveis em condições ambientais constantes, determinados pelas características físicas e químicas do solo e do ambiente onde esse se encontra (Jenny, 1994). Entretanto, o solo funciona como um sistema aberto e alterações em suas características, promovidas por modificações das condições de uso e mudanças ambientais, podem alterar o estado de equilíbrio dinâmico, aumentando as taxas de perda de C (Houghton et al., 1999).

Nos últimos anos, o aumento da concentração de CO₂ na atmosfera tem despertado o interesse pela consolidação de práticas que permitam ao solo funcionar como um sequestrador de C. Para isso, é necessário compreender a dinâmica dos mecanismos capazes, não apenas de sequestrar C, como também de estabilizá-lo no solo. O conhecimento dos processos que regulam a estabilização da matéria orgânica do solo (MOS) é necessário para prever as alterações nos estoques de C com as mudanças no uso da terra, como base para a tomada de decisões em relação ao uso, manejo e estratégias de conservação do recurso solo.

Existem diferentes mecanismos de estabilização de C em solos e, dependendo da posição e das características de cada perfil, a contribuição de cada um pode ser mais ou menos importante. Essas características têm influência na preservação da MOS seja pela: i) interação com a fase mineral ou com os íons em solução; ii) oclusão de material orgânico por meio da agregação; iii) acidez e hidromorfia que prejudicam a atividade de organismos decompositores e; iv) recalcitrância química, proteção física e hidrofobicidade conferida pela preservação seletiva de grupamentos alifáticos e aromáticos na estrutura da MOS (Spaccini et al., 2002; Krull et al., 2003; Wiseman & Pütman, 2005; 2006; Von-Lutzow et al., 2006; Kleber et al., 2011).

No Brasil, alguns ambientes subtropicais comportam solos com elevado teor de MOS (Benites et al., 2005; Scheer et al., 2011). A ocorrência desses ambientes está normalmente associada à duas distintas condições: i) existência de padrões de relevo que contribuem na condensação orogênica das massas de umidade interceptadas, dando origem a um microclima local caracterizado por baixas temperaturas, alta umidade e nebulosidade frequente (Falkenberg, 2003; Wisniewski et al., 2005) e, ii) ocorrência de regimes hidromórficos e semi hidromórficos associados com vegetação de alta produção de biomassa.

Esses solos possuem uma importante função na imobilização do C atmosférico, sendo o C imobilizado por esses ambientes decisivo na regulação climática regional, devido a sua grande capacidade de retenção e distribuição do fluxo de água na paisagem (Simas et al., 2005; Benites et al., 2005; Benites et al., 2007). Além disso, esses perfis funcionam como um importante filtro ambiental (Simas et al., 2005; Benites et al., 2007) e, normalmente, suportam vegetações bastante específicas e que não ocorrem em outros locais (Scheer et al., 2011).

Nos últimos anos, algumas estratégias têm sido pensadas pelo Estado e pela sociedade civil organizada como forma de minimizar problemas ambientais, causados pelo uso indevido

do meio ambiente e pela expansão das fronteiras agrícolas e industriais. Parte dessas estratégias refere-se ao Zoneamento Ecológico Econômico (ZEE). Simplificadamente, o ZEE é um instrumento de planejamento do uso do solo e da gestão ambiental que consiste na delimitação de zonas ambientais pela atribuição de usos e atividades compatíveis, segundo as características de cada uma delas. O ZEE baseia-se no princípio das funcionalidades do ecossistema, por meio da prestação de serviços ambientais (Brasil, 2012). Se um determinado ambiente possui uma capacidade singular de armazenagem de água ou C, por exemplo, isso poderia ser considerado como um serviço que o ambiente presta para a sociedade e, por isso, deve haver uma forma de remuneração para aqueles que atuam diretamente na conservação desse ecossistema. Exatamente por esse fato há a necessidade de se tratar esse ambiente em específico de forma particular, de forma a preservar essa funcionalidade.

Entretanto, essas funcionalidades ambientais têm sido atribuídas principalmente a aspectos da vegetação, recursos hídricos e atmosfera. O solo, assim como o controle que ele exerce sobre as demais condições ambientais, não tem sido considerado como um ponto central no desenvolvimento dessa política. Sendo assim, a capacidade de um solo estocar C e o efeito da MOS sobre a retenção, condução de água e filtragem ambiental, não têm sido considerados como funcionalidades ambientais potenciais na gestão do uso e conservação do ambiente.

Para inserir o sequestro de C pelo solo como uma funcionalidade ambiental são necessárias mais informações quanto aos estoques desse elemento existentes em diferentes áreas, o potencial de acúmulo de C em perfis e informações sobre a estabilidade da MOS. Dessa forma, é necessário se compreender os mecanismos que controlam a estabilidade do C. Isso é importante para a determinação dos tipos de práticas de uso que poderão ou não ser utilizadas, uma vez que as práticas, ao modificarem as condições originais do solo, podem alterar o funcionamento dos diferentes mecanismos de estabilidade, ocasionando alterações no teor de MOS e de outras funcionalidades ecossistêmicas.

Compreender como atuam esses mecanismos pode vir a subsidiar estratégias de conservação e recuperação de perfis análogos já degradados pela ação antrópica. Além de esclarecer processos periféricos envolvidos no fenômeno da sorção e acúmulo de compostos de C em solos brasileiros. O presente trabalho teve por objetivo realizar uma revisão sobre os principais mecanismos de estabilização da MOS, de forma a contribuir com a discussão e orientação de trabalhos futuros dentro dessa temática.

2. DESENVOLVIMENTO

2.1 O ciclo do C e sua importância no ambiente

O ciclo do C e do N são processos ecológicos fundamentais no meio ambiente e seu estudo tem ganhado importância devido ao interesse na dinâmica dos estoques desses elementos, bem como da contribuição dos fluxos de gases, como CO, CO₂, NO e N₂O para o aquecimento global e de seu impacto sobre os mais diversos ecossistemas (IPCC, 2001). Evidencia-se um elevado interesse nos últimos anos com estudos que quantifiquem as mudanças no conteúdo e nos estoques de carbono (Desjardins et al., 2004; Costa et al., 2008).

O ciclo desses elementos é composto por uma variedade de processos, que levam de horas até milhões de anos para ocorrer. Os processos de longo prazo acontecem em intervalos de período geológico e são os principais controladores dos níveis de C atmosférico. O conjunto desses fenômenos, conhecido como “ciclo lento do carbono”, inclui o consumo de CO₂ em atividades magmáticas, a acumulação de C nos oceanos e formações carbonáticas, a troca de carbono entre a rocha e a atmosfera e o consumo de CO₂ durante o intemperismo dos minerais e formação de material pedogênico (Berner, 2003).

Por sua vez, os processos que ocorrem em curtos períodos de tempo incluem a fotossíntese, a respiração, a troca de CO₂ entre a atmosfera e os oceanos e a formação e

acumulação da MOS (IPCC, 2001; Berner, 2003; Lenton et al., 2006). Tanto os processos lentos quanto rápidos colocam em evidência o papel do solo nessa dinâmica.

O solo é um dos maiores reservatórios terrestres de C e possui um papel central na mitigação das emissões de gases do efeito estufa e no processo de regulação climática (Eswaran et al., 1993; Batjes, 1996; Cerri et al., 2004). O conteúdo de C no solo é duas vezes maior do que o presente na vegetação terrestre e três vezes maior do que o que se encontra na atmosfera (IPCC, 2001).

Embora o C aprisionado na forma de carbonatos durante a formação das rochas, assim como o CO₂ consumido pela intemperização dos minerais, também sejam liberados durante a pedogênese (Brito-Neves, 2004), o conteúdo de C do solo é basicamente um resultado do balanço entre os processos de adição, tais como a fotossíntese e a deposição, e das perdas por mineralização, lixiviação e erosão (Kuhry & Vitt, 1996; Bragazza et al., 2009).

O teor de C no solo é também determinado pelo conjunto de suas características físicas e químicas, assim como do ambiente (vegetação e clima) onde esse se encontra (Jenny, 1994). As entradas de C no solo são equivalentes às saídas pelos processos de respiração e lixiviação, e o reservatório remanesce constante. Entretanto, mudanças no uso da terra, assim como alterações das características do solo e das condições de temperatura, podem alterar o equilíbrio dinâmico do sistema, aumentando as taxas de perda do C e diminuindo o teor de MOS (Houghton et al., 1999).

O aumento da concentração dos gases do efeito estufa (GEE) na atmosfera tem despertado preocupação com relação ao aquecimento global e mudanças climáticas (IPCC, 2001; Eglin et al., 2010). Essa preocupação vem motivando a busca pela consolidação de tecnologias e sistemas que permitam ao solo funcionar como um sumidouro de C. Para isso é necessário a execução de estudos que busquem compreender a dinâmica dos mecanismos capazes, não apenas de sequestrar esse C, mas como estabilizá-lo no solo. Além disso, é muito importante a realização de levantamentos de dados de estoque de C em diferentes regiões, ecossistemas e tipos de solo, a fim de compreender melhor as potencialidades, limitações e fragilidades de cada ambiente no desenvolvimento de estratégias de sequestro de C e mitigação de GEE. O detalhamento dos processos que regulam a estabilização da MOS é também necessário para prever as alterações nos estoques de C com a mudança no uso da terra, como base para a tomada de decisões no futuro.

2.2 Mecanismos de estabilização da MOS

2.2.1 Interação organo-mineral

A interação de compostos orgânicos com a superfície mineral tem sido considerada como um dos principais mecanismos de estabilização da MOS (Krull et al., 2003; Wiseman & Püttmann, 2006; Von-Lutzow et al., 2006; Kleber et al., 2007; Kleber et al., 2011). Além dos efeitos sobre a estabilização do C, a sorção da MOS às superfícies minerais tem outros importantes efeitos no sistema solo, tais como a diminuição da cristalinidade de minerais da fração argila (Hanke et al., 2015) e o aumento da área de superfície específica (ASE) da partícula e de sua reatividade, assim como a maior interação das superfícies das argilas com a matéria orgânica dissolvida pode aumentar a taxa de dissolução dos minerais (Stevenson, 1994; Drever & Stillings, 1997).

O teor e a composição química da MOS associada à superfície mineral podem variar com a mineralogia, pois os mecanismos e a força de interação entre os grupos funcionais da MOS e o mineral podem depender das características da superfície (Wattel-Koekkoek et al., 2001; Kleber et al., 2007; Mikutta et al., 2007; Dick et al., 2009)

Os compostos orgânicos podem ser sorvidos à superfície mineral por diferentes mecanismos, que podem, de forma simplificada e resumida, ser agrupados nas seguintes

categorias: i) troca catiônica e troca aniônica; ii) ponte catiônica; iii) ponte de água; iv) troca de ligantes e formação de complexos de coordenação de esfera interna; vi) ligação de hidrogênio; vii) interação de London e; viii) interação hidrofóbica (Stun, 1992; Chorover & Amistadi, 2001; Dick et al., 2009). O tipo de interação organo-mineral predominante também depende das características da MOS e do solo, tais como textura, mineralogia, pH, potencial redox, força iônica e saturação por bases (Sposito, 1989).

A estabilidade das interações organo-minerais varia com o tipo de associação formada entre as partes, assim como o grau de proteção conferido contra o ataque microbiano. Essas interações podem aumentar substancialmente o tempo de residência da MOS quando comparada com a fração leve livre, como já evidenciado por datação de ^{14}C por Eusterhues et al. (2003), assim como diminuir a taxa de mineralização do C (Kalbitz et al., 2005; Eckmeier et al., 2010; Saidy et al., 2012). A persistência e a maior labilidade dos grupamentos de C associados com a superfície dos minerais têm sido consideradas evidências de que a sorção pode reduzir a disponibilidade e a acessibilidade da MOS (Sollins et al., 1996; Von-Lutzow et al., 2006; Marschner et al., 2008). Segundo o trabalho de Von-Lutzow et al. (2006), durante os estágios mais avançados de decomposição da MOS e com o aumento da profundidade do perfil, a importância das interações organo-minerais é maior na estabilização dos compostos orgânicos.

O tipo de interação organo-mineral desempenha um importante papel na sua biodisponibilidade (Mikutta et al., 2007). O mecanismo de troca de ligantes entre os grupos da MOS e os óxidos de Fe pode dificultar a degradação dos compostos, enquanto que os grupos fracamente associados à superfície mineral, por meio de mecanismos de ponte de água e ligações de hidrogênio, podem ser mais facilmente degradados. Interações organo-minerais eletrostáticas são sensíveis às mudanças de pH e, com o aumento do mesmo, pode haver a dessorção de compostos (Stevenson, 1994).

Outros trabalhos também sugerem que os óxidos de Fe e Al são os principais minerais capazes de aumentar os níveis de estabilidade da MOS, por meio de interações organo-minerais (Parfitt et al., 1997; Wiseman & Pütmann, 2006; Eusterhues et al., 2005; Saidy et al., 2012). Entretanto os grupos químicos da MOS também podem ter efeito sobre a superfície mineral, podendo retardar a cristalização dos óxidos por meio de mecanismos de complexação e precipitação (Potes et al., 2010; Hanke et al., 2015). Esses minerais de baixa cristalinidade podem vir a ser mais reativos com os grupos orgânicos, em função de sua maior ASE e maior exposição de grupos hidroxilas mono-coordenadas por unidade de área, formando microagregados de maior estabilidade (Barberis et al., 1991; Dick & Schwertmann, 1996).

Schöning et al. (2005) observaram que a intensidade do sinal de O/N-alquil em espectros de ressonância magnética nuclear de ^{13}C com polarização cruzada pelo ângulo mágico de spin (^{13}C RMN / CP-MAS) se correlacionou inversamente com a quantidade de Fe nas amostras, sugerindo que são as estruturas do tipo carboidrato da MOS que, predominantemente, interagem com esses minerais. Por sua vez, Miltner & Zech (1998) verificaram que a presença de ferridrita diminuiu em até 15% a degradação de carboidratos. Esses estudos sugerem que, no solo, grande parte das interações entre a superfície de óxidos de Fe pode não se dar por meio da troca de ligante com o íon carboxilato, mas sim com estruturas do tipo carboidrato, a partir de outros tipos de interação química.

A composição e a dimensão da estrutura orgânica também são determinantes no tipo de interação organo-mineral e, portanto, na biodisponibilidade da MOS. O caráter ácido/básico da MOS é especialmente importante na interação, assim como sua hidrofobicidade e solubilidade (Heckman et al., 2013). Segundo Chenu & Stotzky (2002), embora a sorção de pequenas moléculas na superfície mineral possa impedir sua degradação imediata no solo, a população microbiana pode produzir secreções (contendo determinados complexos enzimáticos e de metal-proteínas) que podem dessorver compostos orgânicos em interação,

disponibilizando-os para o consumo. Entretanto, esse mecanismo bioquímico para a dessorção de compostos pode ser mais efetivo em pequenas moléculas, uma vez que macromoléculas orgânicas podem alterar a sua conformação durante a adsorção e reduzir a sua suscetibilidade a ação de enzimas extracelulares.

A formação de complexos metal-MOS pode ser considerado um caso particular do mecanismo de interação organo-mineral. A MOS pode formar ligações com cátions metálicos dissolvidos ou com metais oriundos da dissolução dos minerais, principalmente com Fe e Al, assim como suas fases hidrolisadas ($\text{Al}(\text{OH})_x$ e $\text{Fe}(\text{OH})_x$). Após formados, esses complexos podem permanecer em solução ou precipitar sobre as superfícies dos minerais. A complexação, mono ou multicoordenada, pode induzir a alterações estereoquímicas, de polaridade e do arranjo eletrônico dos compostos orgânicos, o que pode reduzir sua acessibilidade a degradação (Baldock & Skjemstad, 2000; Nierop et al., 2002; Scheel et al., 2007; Hanke & Dick, 2017a). Dessa forma, devido à formação de complexos metalorgânicos, a MOS pode ter seu tempo de meia vida expressivamente aumentado, devido a diminuição de sua degradabilidade.

Por outro lado, a maior ou menor formação de complexos metal-orgânico no solo pode indicar maior ou menor capacidade de filtragem ambiental. Pires et al. (2007), estudando organossolos, latossolos e cambissolos húmicos da região de Curitiba - PR, observaram uma elevada capacidade de complexação de metais pesados em adição de doses crescentes de Pb, o que ressalta a função desses ambientes na proteção de aquíferos e cursos d'água.

A degradação de fração da MOS associada aos minerais pode ser acelerada pela adição de substrato lábil, processo conhecido por “efeito priming” (Ohm et al., 2007). Isso indica que os compostos orgânicos sorvidos podem ser mineralizados, em condições mais favoráveis para o crescimento da atividade microbiana.

A ocorrência das interações organo-minerais é dependente da disponibilidade de sítios reativos da superfície dos minerais (Six et al., 2002) e, dessa forma, a importância desse mecanismo dependerá da quantidade e da natureza dos sítios da fase inorgânica. Em organossolos e solos em transição para ambientes hísticos, o controle exercido por esse tipo de mecanismos é, provavelmente, menos importante do que outras formas de estabilização, devido a sua menor proporção de sítios ativos dos minerais em relação ao teor de MOS.

2.2.2 Autoassociação da MOS

Kleber et al. (2007) introduziram o conceito de estruturas zonais para explicar as variações na diversidade de composição e disponibilidade da MOS em interação com a superfície dos minerais. Outros autores também realizaram abordagens similares que envolveram o estudo do limite de saturação de C e a capacidade limitada que a superfície mineral tem em proteger os compostos orgânicos de sua degradação (Hassink 1997, Six et al. 2002; Kaiser & Guggenberger 2003).

O modelo conceitual postulado por Kleber e seus colaboradores foi organizado em uma “estrutura zonal” que envolve a automontagem de grupos da matéria orgânica em zonas que variam com a distância e com a força de ligação com a superfície.

A primeira zona, também chamada de “zona de contato” é onde os compostos orgânicos interagem diretamente com o mineral e por isso a natureza desses grupos orgânicos é dependente das características da superfície. De forma geral, os grupos hidrofílicos da MOS interagem com grupos polares e iônicos do mineral, alterando-se o tipo de grupamento orgânico hidrofílico em função das particularidades do sítio disponível. A única exceção seria a possibilidade de ocorrência de uma interação fraca hidrofóbica entre compostos orgânicos e superfícies apolares, dirigida por mudanças favoráveis na entropia do sistema (Jardine et al., 1989). Esse é o exemplo da superfície siloxana de caulinitas.

Quando os sítios ativos da superfície mineral são recobertos pelos compostos orgânicos, essa zona de contato pode originar novos sítios de interação com outras moléculas orgânicas.

A segunda zona de interação é resultado dessa auto-associação da MOS e sua formação é devida ao caráter anfifílico das estruturas orgânicas. Essa zona possuiria um caráter estritamente hidrofóbico, sendo que em sua composição predominariam grupamentos alifáticos homogêneos e compostos aromáticos, bastante semelhante à proposta de Wershaw et al. (1996). A espessura dessa zona hidrofóbica é dependente das entradas de C no sistema, sendo possível que em ambientes de acúmulo da MOS, a preservação de grupos C-alquil pela autoassociação da MOS se caracterize como um importante mecanismo de estabilização do C (que será elucidado a seguir).

Ao final da segunda zona, a interação com compostos hidrofílicos origina a terceira zona (zona cinética), que é dependente da concentração e natureza dos compostos orgânicos em solução, pH, cátions polivalentes e temperatura. A zona cinética é caracterizada como a região da MOS que poderia interagir com os íons presentes na solução.

O modelo da estrutura zonal da MOS é bastante atrativo, uma vez que leva em conta a diversidade e o movimento dos compostos orgânicos para dentro e para fora da fração orgânica associada à fração mineral mais reativa (Heckman, 2010).

2.2.3 Hidrofobicidade da MOS e potencial redox do solo

Segundo Perez et al. (1998), são encontradas no Brasil substâncias de caráter hidrofóbico em gleissolos e organossolos hidromórficos, solos onde a MOS é menos oxidada devido as condições redutoras no pedoambiente. Acredita-se que a repelência a água seja causada pelo recobrimento das partículas do solo por substâncias hidrofóbicas, que podem ser derivadas diretamente da decomposição dos resíduos vegetais ou de produtos específicos do metabolismo microbiano (DeBano, 2003; Buckzo et al., 2005).

Alguns trabalhos têm mostrado que os solos onde prioritariamente se desenvolvem características de repelência a água são solos de textura mais grossa, com menor teor de argila (Wallis & Horne, 1992; Doerr et al., 2000; Horne & McIntosh, 2003). Os mesmos autores afirmam que isso acontece devido a pouca afinidade desses compostos com a água, tendendo a interagir com a superfície de partículas apolares. Além disso, há uma maior facilidade de recobrimento dessas partículas grosseiras, em função de sua menor ASE e menor reatividade que implicaria na possibilidade de ocorrência de interações hidrofóbicas entre a MOS e o mineral. Entretanto, como já discutido anteriormente, compostos hidrofóbicos podem também atuar no revestimento de partículas mais finas, por meio da autoassociação da MOS, após a saturação dos sítios da fase mineral (Wershaw et al., 1996; Kleber et al., 2007).

O caráter hidrofóbico pode se desenvolver em ambientes de maior nível de saturação hídrica, por meio da preservação seletiva de grupos metilênicos $(CH_2)_n$ pelo consumo preferencial de outros grupos orgânicos que contenham oxigênio em sua estrutura (Horne & McIntosh, 2003). A preservação dessas estruturas por anaerobiose também está relacionada a necessidade de condições oxidadas para a ocorrência da quebra das cadeias regulares de C (Buurman et al., 2006). Além disso, a neossíntese desses compostos pelos microrganismos também deve ser considerada.

Os grupos metilênicos são hidrofóbicos por natureza, o que deve-se à sua regular distribuição eletrônica, que impede sua polarização. Por sua vez, essa característica pode contribuir com a estabilização dos complexos organo-minerais (Spaccini et al., 2002) por meio do isolamento da zona de contato entre os grupos hidrofílicos e os sítios do mineral (Kleber et al., 2007) e criação de um ambiente limitante a ação de enzimas de degradação.

Segundo alguns autores, além de atuar no revestimento e estabilização dos complexos organo-minerais do tamanho argila por meio da autoassociação da MOS, a hidrofobicidade também pode aumentar a estabilidade de macroagregados do solo, por meio da diminuição da entrada de água na estrutura, reduzindo, assim, sua quebra pela expulsão instantânea do ar (Sullivan, 1990; Buckzo et al., 2005).

Alguns trabalhos têm sugerido que os lipídeos são importante no processo de acúmulo e de estabilização do C em solos, em função de sua composição mais resistente à degradação (Lorenz et al., 2007; Feng et al., 2010; Jandl et al., 2012) e de sua hidrofobicidade (Baldock et al., 2004). Estudos apontam que os lipídeos derivados de raízes são preferencialmente preservados em solos em comparação aos lipídeos derivados da parte aérea das plantas (Nierop, 1998; Otto & Simpson, 2006; Mueller et al., 2012) podendo haver um mecanismo genérico para a preservação desses compostos radiculares. Outros autores afirmam que a preservação preferencial de biomoléculas derivadas de raízes deve-se à interação com minerais do solo e com outros compostos orgânicos, assim como pela formação de microagregados (Rasse et al., 2005; Kleber et al., 2007). Entretanto, Mueller et al., (2013), estudando solos sob floresta em clima temperado, não encontraram relação entre o teor de lipídeos no solo com atributos físicos e químicos do perfil, e nem com os lipídeos da vegetação. Entretanto, esses autores observaram uma correlação entre o teor de lipídeos com a proporção de ácidos n-alcanoicos e n-alcoóis, o que sugere que a composição da fração pode ser um fator importante para sua preservação.

É possível que a preservação dos lipídeos em solos possa ser produto da combinação de diferentes mecanismos de preservação da MOS, e que o caráter hidrofóbico, conferido por esses grupos, possa contribuir com a preservação de outras estruturas da MOS.

O potencial redox pode ser afetado por muitos atributos de solo e pode, por sua vez, influenciar a atividade de microrganismos e de enzimas extracelulares responsáveis pela degradação do material (Bourdonnais et al., 1998; Baldrian, 2006; Burns et al., 2013) e em ambientes hidromórficos e semi hidromórficos pode ser considerado como um importante fator de preservação da MOS.

No solo, o doador de elétrons primários para muitos processos biogeoquímicos é a MOS, sendo que em ambientes aeróbicos o receptor universal para esses elétrons é o oxigênio molecular (O_2). Ao contrário do que ocorre para os organismos superiores, as populações microbianas podem utilizar os elétrons doados pela MOS para reduzir compostos celulares ou outros compostos inorgânicos (NO_3 , $Fe(III)$, SO_4), especialmente em ambientes onde os níveis de O_2 são reduzidos, ocasionando uma redução do Eh (Gardiner & James, 2012).

Após a redução das formas inorgânicas, o excesso de elétrons no sistema pode levar a desativação de complexos enzimáticos responsáveis pela degradação dos compostos orgânicos em meio aeróbico, conforme observado em organossolos hidromórficos de clima temperado outros autores (Kiener et al., 1988; D'Angelo & Reddy, 1999). Esse processo pode levar a uma alteração da via de mineralização da MOS pela oxidação para uma via anaeróbica que podem envolver a metanogênese e a fermentação, sendo os produtos desses processos o metano, etanol e CO_2 . Entretanto, a produção de energia na respiração anaeróbica é ineficiente, porque produz apenas dois mols de ATP por cada molécula de glicose convertida em ácido pirúvico, em comparação com os 38 mols de ATP gerado na respiração aeróbia, o que leva a um processo de acúmulo de compostos orgânicos (Pezeshki & DeLaune, 2012). Por outro lado, em ambientes hidromórficos a presença de formas H_2S (após a redução do SO_4) pode causar toxidez em células microbianas através da reação com o ferro que é essencial em alguns compostos celulares, tais como citocromos e ferredoxinas (Okabe et al., 1995). Os processos de redução operantes nesses ambientes podem causar um enriquecimento relativo das formas reduzidas de C, que poderiam levar a um incremento no conteúdo de grupos alifáticos da MOS (Horne & McIntosh, 2003, Silva et al., 2008)

Segundo alguns autores, baixos potenciais redox podem resultar em supressão da atividade enzimática de enzimas que são importantes na degradação de compostos fenólicos, como a fenol peroxidase (Baldrian et al., 2006; Bach et al., 2013). Por sua vez, o aumento do caráter aromático da MOS pode inibir a atividade de enzimas responsáveis pela degradação de compostos mais lábeis (amido e carboidrato), as quais não teriam, em princípio, limitações de atividade em ambientes anaeróbicos (Sinsabaugh, 2010; German et al., 2011).

Dessa forma, o potencial redox pode ter influência tanto no acúmulo de C no solo, como na composição da MOS por meio da preservação seletiva de determinados grupamentos.

2.2.4 Agregação e oclusão física da MOS

Os agregados são de suma importância na manutenção da porosidade e aeração do perfil, no crescimento das plantas e da população microbiana, na infiltração de água e na intensidade e controle dos processos erosivos (Oades, 1984), e podem ser definidos como agrupamentos de partículas primárias ou de conjuntos de complexos organo-minerais, que se aderem uns aos outros mais fortemente do que com os componentes que os circundam (Kemper & Chepil, 1965; Duxbury et al., 1989; Oades & Waters, 1991). A agregação é também fundamental na manutenção dos estoques de C no solo por meio da oclusão física de material orgânico, impedindo sua degradação pelo ataque microbiano (Oades & Waters, 1991; Golchin et al., 1994, Six et al., 2002; Six et al., 2004), sendo que em solos orgânicos o estudo desse mecanismo de estabilização tem sido negligenciado.

Os agregados são compostos por materiais orgânicos e inorgânicos. A biota, os exudatos e as secreções biológicas (derivados de bactérias, raízes, hifas e meso e macrofauna) desempenham um importante papel no processo de formação estrutural.

Microagregados podem ser formados por diferentes mecanismos e materiais. Algumas substâncias como gomas, carboidratos e polissacarídeos de alta viscosidade, secretados pela população bacteriana durante a decomposição da MOS, são capazes de agregar complexos organo-minerais, formados pelas interações anteriormente discutidas, minerais primários e material orgânico particulado, por meio de suas propriedades adesivas (Golchin et al., 1994; Six et al., 2000; Six et al., 2004). Esse processo de encapsulamento de um núcleo orgânico particulado pode gerar microagregados (<250 µm) de baixa porosidade, que, dadas as condições limitadas de difusão de O₂ e água em seu interior, impedem ou retardam o processo de decomposição da MOS, sendo esse processo considerado um importante mecanismo para sua estabilização (Rengasamy et al., 1984; Oades & Waters, 1991; Golchin et al., 1994; Six et al., 2000; Azevedo & Bonumá, 2004).

As estruturas do tipo carboidrato ainda podem estabilizar os complexos organo-minerais do tamanho argila por meio da interação direta com os grupos da superfície, como já abordado anteriormente. Dessa forma, esse tipo de grupamento orgânico pode atuar no processo de formação e estabilização dos agregados, tanto por meio das interações de superfície como pela colagem das unidades durante a nucleação de material orgânico particulado, devido as propriedades adesivas de alguns polissacarídeos. Alguns resultados que mostram o efeito positivo dos grupos do tipo carboidrato na estabilidade de agregados foi observada por outros autores, em solos minerais sob vegetação florestal e sistemas de cultivo (Haynes & Beare, 1997; Deboz et al., 2002; Neves et al., 2006).

Os chamados macroagregados (>250 µm) são os arranjos de maior nível hierárquico e são compostos por todas as unidades e agrupamentos anteriores em um arranjo complexo e dinâmico, sendo a MOS e a ação dos diferentes organismos edáficos (enredamento por hifas fúngicas e raízes de plantas e ação da macrofauna) fundamentais para a sua formação e estabilidade (Tisdall & Oades, 1982; Six et al., 2002; Vezzani & Mielniczuk, 2009).

A MOS também pode estabilizar esses agrupamentos pelo bloqueio dos poros intra-agregados, impedindo o fluxo de soluções, e por meio da expressão da hidrofobicidade dos grupos alifáticos no revestimento da estrutura (Sullivan, 1990; Buckzo et al., 2005; Hanke & Dick, 2017b). Sendo assim, a formação e a estabilidade dessa classe de agregados está diretamente relacionada com o teor de MOS. Correlações positivas entre o teor de C e a estabilidade direta de macroagregados foram observados por Hanke (2012) em diferentes tipos de solo sobre basalto no sul do Brasil.

Em síntese, na agregação é possível que dois tipos de compostos orgânicos sejam mais importantes em termos de estabilidade, os carboidratos e as estruturas alifáticas, atuando por dois tipos de mecanismos diferentes. Porém, a importância, assim como a dinâmica desses mecanismos na estabilização estrutural de horizonte húmicos e hísticos ainda é pouco conhecida. Teoricamente, é possível se utilizar parâmetros de estabilidade de agregados para se correlacionar com atributos de MOS, afim de se investigar a contribuição de sua composição específica na estabilização estrutural do solo, e em sua conseqüente autopreservação.

2.2.5 Recalcitrância bioquímica da MOS

Durante muito tempo a recalcitrância química foi tida como um dos principais mecanismos de estabilização da MOS. Para alguns autores a recalcitrância pode ser compreendida como uma propriedade química inerente de uma molécula em resistir à sua decomposição (Sollins et al., 1996; Kleber et al., 2011). O conceito de recalcitrância como um importante mecanismo de preservação de compostos orgânicos em solos pode ter sido fortalecido por estudos de decomposição que observaram preservação seletiva de determinadas estruturas, durante a fase inicial de degradação de resíduos vegetais (Kalbitz et al., 2003a; 2003b).

Essa propriedade inerente teria sido uma das bases fundamentais para as teorias mais tradicionais de formação de substâncias húmicas em solos (Piccolo, 2001; Burdon, 2001, Kleber et al., 2011). Segundo essa concepção, as substâncias húmicas seriam compostas principalmente por grupamentos químicos de elevada recalcitrância (compostos aromáticos) que não puderam ser degradados pela atividade microbiana, permanecendo no solo enquanto um resíduo final do processo de degradação de outras macromoléculas. Posteriormente essas estruturas seriam polimerizadas por determinadas reações de condensação.

Stevenson (1994) distinguiu a existência de substâncias “não húmicas” das “substâncias verdadeiramente húmicas”, sendo que as substâncias “não húmicas” incluiriam uma ampla gama de compostos bem conhecidos pela química orgânica, tais como aminoácidos, carboidratos, lipídios, ligninas e ácidos nucléicos. Por sua vez, as “substâncias verdadeiramente húmicas” não são específicas como as primeiras, mas passariam por severas transformações que causariam o seu escurecimento, a elevação do peso molecular e a conformação amorfa.

Durante as últimas décadas alguns trabalhos têm questionado a importância da recalcitrância química como um relevante mecanismo de estabilização da MOS, embora não desconsiderem sua parcela de contribuição para a preservação de compostos orgânicos em solos. Para Duxbury et al. (1989) a estrutura química das moléculas orgânicas é insuficiente, por si só, para explicar a ampla variação na idade e no tempo de permanência da MOS. O trabalho de Martin & Haider (1986) observou que substâncias húmicas de centenas de anos apresentaram uma meia vida de apenas algumas semanas quando extraídas e adicionadas a um substrato inerte.

Com o objetivo de avaliar o efeito do cultivo sobre a MOS em Vertissolos, Skjemstad et al. (1986), utilizando-se de ^{13}C -RMN PC/AMS, encontrou uma grande proporção da MOS sendo composta por material de natureza alifática. No mesmo trabalho os autores concluíram que a estabilidade da MOS foi mais dependente da interação com componentes inorgânicos do que de sua recalcitrância, pois grande parte dessas estruturas alifáticas encontravam-se na forma de polissacarídeos. Paul et al. (2006) observaram que o C orgânico jovem não diferiu em termos de composição do C orgânico mais antigo, e que frações químicas resistentes à hidrólise ácida não necessariamente são mais recalcitrantes, mas podem estar em interação com constituintes inorgânicos.

Outros autores observaram que a MOS associada aos minerais é mais antiga do que aquela que não se encontra em interação. Esses compostos em associação também apresentam

menor proporção de derivados de ligninas e compostos fenólicos, assim como maiores proporções de carboxilas e grupos C-O-alkil, que são considerados como compostos lábeis (Guggenberger et al., 1994; Kiem & Koegel-Knabner, 2003; Wattel-Koekkoek et al., 2003; Kleber et al., 2005; Spielvogel et al., 2008).

Por sua vez, o trabalho de Kleber et al. (2011) buscou analisar a composição e a estabilidade da MOS associada à fração argila de três perfis de solo (cambissolo, latossolo e argissolo). Esses autores observaram que parte expressiva do C é mais antiga e possui maior proporção de compostos lábeis de origem microbiana. Os autores concluíram que pode não ser possível a existência de um único mecanismo, baseado apenas na composição química molecular, para explicar a estabilidade da MOS.

Entretanto, parte das críticas ao mecanismo de recalitrância bioquímica da MOS pode ser contraposto pela concepção do solo funcionar como um sistema aberto e dinâmico. Segundo Maia et al. (2013) a característica química da MOS é apenas uma imagem momentânea de um estado estável para este sistema e um importante indicador das propriedades ambientais. Assim, se um sistema apresentar uma entrada contínua de material orgânico fresco, a microbiota preferencialmente irá consumir as frações mais lábeis (por exemplo: carboidratos e proteínas simples) e as frações menos lábeis (com compostos que são altamente resistentes, tais como aqueles que são altamente hidrofóbico, tais como ácidos graxos de cadeia longa e estruturas aromáticas policondensadas) tenderão a ser preservados. Entretanto, se o equilíbrio do solo é perturbado por alterações na vegetação e no uso da terra, pode ocorrer uma diminuição na entrada da material fresco e a comunidade microbiana irá primeiro consumir a fração lábil. Após isso haverá uma sucessão dessa população por comunidade microbiana mais adaptada para consumir material de maior recalitrância. Desta forma, o tempo de residência de um material mais resistente pode ser encurtado.

2.2.6 Alteração dos mecanismos de estabilização da MOS pela alteração do ambiente

Conforme discutido anteriormente, pode-se identificar na literatura a atuação de seis diferentes fatores/mecanismos que atuam na estabilização da MOS, sendo esses: i) interação da MOS com a superfície dos minerais ou com íons em solução; ii) oclusão física de material orgânico pela agregação; iii) toxidez do meio pela alta saturação de Al^{+3} (muito comum em solos subtropicais com alto teor de MOS); iv) hidrofobicidade da MOS; v) hidromorfia e; vi) recalitrância bioquímica.

Alterações ambientais para destinação desses solos para atividades antrópicas podem, possivelmente, resultar em alterações do funcionamento desses mecanismos de estabilização, levando a intensificação da mineralização da MOS. Por exemplo, a prática de calagem, tradicionalmente utilizada para a correção do pH do solo para o uso na agricultura, pode alterar drasticamente a dinâmica de formação de complexos metal-orgânicos e diminuir a saturação por Al^{+3} , que é tóxico para muitos organismos edáficos, inclusive para grupos que decompõem a MOS. A drenagem de solos hidromórficos para o uso em atividades agropecuárias e industriais pode favorecer a mineralização do C pela remoção das características de anoxia do meio.

A prática do preparo do solo no plantio convencional, por meio de aração e gradagem, rompe os agregados, o que resultaria em um aumento da taxa de mineralização do C. Dessa forma, um conjunto de práticas de uso e preparo do solo, bastante usuais na agricultura e outras atividades antrópicas, afetam relativamente o funcionamento dos mecanismos de estabilização da MOS.

Em solos de altitude com altos teores de MOS, o efeito de cada um desses mecanismos sobre o tempo de meia vida do C e sobre as transformações na composição da MOS ainda não são bem conhecidos. Por esse fato, a alocação de determinados tipos de atividades antrópicas

dentro dessas áreas podem ter efeitos negativos sobre as potencialidades desses ambientes, pois ainda há carência de informações sobre a dinâmica da MOS nesses solos.

Por meio de experimentos de mineralização de C, é possível determinar a taxa potencial de degradação da MOS sob condições controladas de temperatura e umidade. (De la Rosa et al., 2012; Knicker et al., 2013, Leal, 2015; Hanke, 2016). Pode-se também avaliar a transformação do material orgânico no tempo, associando informações sobre a biodegradabilidade da MOS com informações sobre sua composição química, determinada por meio do uso de técnicas espectroscópicas, cromatográficas e isotópicas de análise. Essas técnicas têm fornecido informações relevantes quanto à composição, dinâmica e origem da MOS (Ferreira et al., 2009).

A correlação entre as informações de teor e composição química da MOS com parâmetros da cinética de degradação da MOS e atributos químicos e físicos do solo também pode elucidar sobre o funcionamento desses mecanismos de estabilização a nível de perfil, assim como do controle exercido por grupamentos específicos de C sobre a estabilidade estrutural de solos e sobre a capacidade de retenção de água.

3. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Existem vários tipos de mecanismos relacionados à estabilização de compostos orgânicos em solos. Esses mecanismos atuam de forma conjunta e compõem o complexo sistema polidisperso do processo de humificação que ocorre no solo. Ao mesmo tempo, os mecanismos de estabilização são estritamente dependentes das características químicas, físicas, biológicas e mineralógicas do perfil.

A interação dos compostos orgânicos com os minerais tem sido considerada o mecanismo de estabilização de C mais importante. Entretanto, aspectos relacionados ao uso e manejo do solo também exercem grande efeito sobre a preservação do C orgânico, e devem ser também considerados.

O desenvolvimento de estudos que busquem determinar os níveis de estabilidade da MOS sob diferentes tipos de solo e manejos podem contribuir expressivamente para a estruturação de planos de gestão ambiental locais e regionais. Ao mesmo tempo, esses estudos possuem grande potencial de auxiliar a construção da política de remuneração pela prestação de serviços ambientais, com base na capacidade do solo em estocar e estabilizar o C atmosférico.

REFERÊNCIAS

- AZEVEDO, A.C. & BONUMÁ, A.S. Partículas Coloidais, dispersão e agregação e latossolos. **Revista Ciência Rural**, Santa Maria, v.34, n.2, p.609-617, mar/abr. 2004.
- BACH, C.E.; WARNOCK, D.D.; VAN-HORN, D.J.; WEINTRAUB, M.N.; SINSABAUGH, R.L.; Allison, S.D.; German, D.P. Measuring phenol oxidase and peroxidase activities with pyrogallol, L-DOPA, and ABTS: Effect of assay conditions and soil type. *Soil Biology and Biochemistry*, Elmsford, v.67, p.183-191, dez. 2013.
- BALDOCK, J.A.; SKJEMSTAD, J.O. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. **Organic Geochemistry**, Amsterdam, v.31, n.7-8, p.697-710, jul. 2000.
- BALDOCK, J.A.; MASIELLO, C.A.; GELINAS, Y.; HEDGES, J.I. Cycling and composition of organic matter in terrestrial and marine ecosystems. **Marine Chemistry**, New York, v.92, n.1-4, p.39-64, dez. 2004.
- BALDRIAN, P. Fungal laccases e occurrence and properties. **FEMS Microbiology Review**, Amsterdam, v.30, n.2, p.215-242, abr. 2006.

- BARBERIS, E.; MARSAN, F.A.; BOERO, V.; ARDUINO, E. Aggregation of soil particles by iron oxides in various size fractions of soil B horizons. **Journal of Soil Science**, Oxford, v.42, n.4, p.535–542, dez. 1991.
- BATJES, N.H. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v.47, p.151-163, jun. 1996.
- BENITES, V.M.; MENDONÇA, E.S.; SCHAEFER, C.E.G.R.; NOVONTNY, E.H.; REIS, E.L. & KER, J.C. Properties of black soil humic acids from high altitude rocky complexes in Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, v.127, p.104-113, jul. 2005.
- BENITES, V.M.; SCHAEFER, C.E.G.R.; SIMAS, F.N.B.; SANTOS, H.G. Soils associated with rock outcrops in the Brazilian mountain ranges Mantiqueira and Espinhaço. **Revista Brasileira de Botânica**, São Paulo, v.30, n.4, p.569-577, out/dez. 2007.
- BERNER, R. A. Overview The long-term carbon cycle, fossil fuels and atmospheric composition. **Nature**, v.426, p.323-326, nov. 2003.
- BRAGAZZA, L.; BUTTLER, A.; SIEGENTHALER, A.; MITCHELL, E.A.D. Plant litter decomposition and nutrient release in peatlands. In: BAIRD, A., BELYEA, L., COMAS, X. (Eds.): **Carbon cycling in Northern Peatlands**. Geophysical Monograph Series, 2009. p.99–110.
- BRASIL. **Código Florestal**. Lei nº 12.651 de 25 de maio de 2012.
- BRITO-NEVES, B.A História dos continentes - trajetórias e tramas tectônicas. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELI, A.; CARNEIRO, C.D.; BRITO-NEVES (Eds.) **Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida**. São-Paulo, Editora Beca, 2004. p.123-157.
- BOURBONNAIS, R.; LEECH, D.; PALCE, M.G. Electrochemical analysis of the interactions of laccase mediators with lignin model compounds. **Biochimica Biophysica Acta**, Amsterdam, v.1379, n.3, p.381-390, mar. 1998.
- BUCZKO, U.; BENS, O.; HÜTTL, R.F. Variability of soil water repellency in Sandy Forest soils with different stand structure under Scots pine (*Pinus sylvestris*) and beech (*Fagus sylvatica*), **Organic Geochemistry**, Amsterdam, v.41, n.3-4, p.337-345, jun. 2005.
- BURDON, J. Are the traditional concepts of the structures of humic substances realistic? **Soil Science**, Baltimore, v.166, p.752–769, nov. 2001.
- BURNS, R.G.; DEFOREST, J.L.; MARXSEN, J.; SINSABAUGH, R.L.; STROMBERGER, M.E.; WALLENSTEIN, M.D.; WEINTRAUB, M.N.; ZOPPINI, A. Soil enzymes in a changing environment: current knowledge and future directions. **Soil Biology and Biochemistry**, Elmsford, v.58, p.216-234, mar. 2013.
- BUURMAN P.; NIEROP, K.G.J.; PONTEVEDRA-POMBAL, X.; MARTINEZ CORTIZAS, A. Molecular chemistry by pyrolysis-GC/MS of selected samples of the Penido Vello peat deposit, Galicia, NW Spain. In: MARTINI, I. P.; MARTINEZ CORTIZAS, A.; CHESWORTH, W. (Eds.): **Peatlands: Evolution and records of Environmental and Climate changes**. Elsevier, Amsterdam. 2006. p.217-239.
- CERRI, C.C.; BERNOUX, M.; CERRI, C.E.P.; FELLER, C. Carbon cycling and sequestration opportunities in South America: the case of Brazil. **Soil Use and Management**, Oxford, v.20, n.2, p.248-254, jun. 2004.
- CHENU, C.; STOTZKY, G. Interactions between microorganisms and soil particles: an overview. In: HUANG, P. M.; BOLLAG, J. M.; SENESI, N (Eds): **Interactions between Soil Particles and Microorganisms**. Wiley, New York, 2002, p.3-40.
- CHOROVER J.; AMISTADI M.K. Reaction of forest floor organic matter at goethite, birnessite and smectite surfaces. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v.65, n.1, p.95-109, jan. 2001.

- COSTA, F.S.; BAYER, C.; ZANATTA, J.A.; MIELNICZUK, J. Estoques de carbono orgânico no solo e emissões de dióxido de carbono influencia das por sistemas de manejo no sul do Brasil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.32, n.1, p.323-332, 2008.
- DeBANO, L.F. The role of fire and soil heating on water repellency. In: RITSEMA, C. J.; DEKKER, L.W. (Eds.). **Soil water repellency: occurrence, consequences, and amelioration**. Amsterdam: Elsevier Science, 2003. p.193-202.
- D'ANGELO, E.M.; REDDY, K.R. Regulators of heterotrophic microbial potenciales in wetlands soils. **Soil Biology and Biochemistry**, Elmsford, v.31, n.6, p.815-830, jun. 1999.
- DEBOSZ, K.; PETERSEN, S.O.; KURE, L.K.; AMBUS, P. Evaluating effects of sewage sludge and household compost on soil physical, chemical and microbiological properties. **Applied and Soil and Ecology**, Amsterdam, v.19, n.3, p.237-248, marc. 2002.
- De La ROSA, J.M.; FARIA, S.R.; VARELA, M.E.; KNICKER, H.; GONZÁLEZ-VILA, F.J.; GONZÁLEZ-PÉREZ, J.A.; KEIZER, J. Characterization of wildfire effects on soil organic matter using analytical pyrolysis. **Geoderma**, Amsterdam, v.191, p.24-30, dez. 2012.
- DESJARDINS, T.; BARROS, E.; SARRAZIAN M.; GIARDINA, C.; MARIOTTI, A. Effects of forest conversion to pasture on soil carbon content and dynamics in Brazilian Amazon. *Agriculture Ecosystems & Environment*, v.103, n.2, p.365-373, 2004.
- DICK, D.; SCHWERTMANN, U. Microagregates from Oxisols and Inceptisols: Dispersion through selective dissolution's and physicochemical treatments. **Geoderma**, Amsterdam, v.74, p.49-63, nov. 1996.
- DICK, D.P.; NOVOTNY, E.H.; DIECKOW, J.; BAYER, C. Química da Matéria orgânica do Solo. In: MELO, V. F. & ALLEONI, L. R. F., (Eds.). **Química e Mineralogia do solo: Parte II – Aplicações**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do solo, 2009. p.428-436.
- DOERR, S.H.; SHAKESBY, R.A.; WALSH, R.P.D. Soil water repellency: it causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. **Earth Science Reviews**, v.51, n.1-4, p.33-65, 2000.
- DREVER, J.I.; STILLINGS, L.L. The role of organic acids in mineral weathering: Colloids and surfaces. **Physicochemical and Engineering Aspects**, Amsterdam, v.120; n.1-3, p.167–181, fev. 1997.
- DUXBURY, J.J.; SMITH, M.S. & DORAN, J.W. Soil organic matter as a source and a sink of plant nutrients. In: COLEMAN, D.C.; OADES, J.M. & UEHARA, G., eds. **Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems**. Honolulu, University of Hawaii, 1989. p.33-67.
- EGLIN, T.; CIAIS, P.; PIAO, S.L.; BARRÉ, P.; BELLASSEN, V.; CADULE, P.; CHENU, C.; GASSER, T.; KOVEN, C.; REICHSTEIN, M.; SMITH, P. Historical and future perspectives of global soil carbon response to climate and land-use changes. **Tellus**, v.62, p.700–718, 2010.
- ECKMEIER, E.; EGLI, M.; HAGEDORN, F.; SCHMIDT, M.W.I. Preservation of fire-derived carbon compounds and sorptive stabilization promote the accumulation of organic matter in black soils of the Southern Alps. **Geoderma**, Amsterdam, v.159, p.147-155, out. 2010.
- ESWARAN, H.; VAN DEN BERG, E.; REICH, P. Organic carbon in soils of the world. **Soil Science Society of America Journal**, Madinson, v.57, p.192- 194, jan. 1993.
- EUSTERHUES, K.; RUMPE, C.; KLEBER, M.; KOGEL-KNABNER, I. Stabilisation of soil organic matter by interactions with minerals as revealed by mineral dissolution and oxidative degradation. **Organic Geochemistry**, Amsterdam, v.34, n.12, p.1591-1600, dez. 2003.
- FALKENBERG, D.B. **Matinhas nebulares e vegetação rupícola dos Aparados da Serra Geral (SC/RS), sul do Brasil**. 2003. 558p. Tese (Doutorado em Biologia Vegetal) - Universidade de Campinas, Campinas/SP, 2003.
- FENG, X.; XUA, Y.; JAFFÉ, R.; SCHLESINGER, W.H.; SIMPSON, M.J. Turnover rates of hydrolysable aliphatic lipids in Duke Forest soils determined by compound specific ¹³C isotopic analysis. **Organic Geochemistry**, Amsterdam, v.41, n.6, p.573–9, jun. 2010.

- FERREIRA, F. P.; VIDAL-TORRADO, P., BUURMAN, P. MACIAS, F. OTERO, X. L.; BOLUDA, R.; Pyrolysis-Gas Chromatography/Mass Spectrometry of Soil Organic Matter extracted from a Brazillian Mangrove and Spanish Salt marshes. **Soil Science Society of America Journal**, Madinson, v.73, p.841-851, dez. 2009.
- GARDINER, D.; JAMES, S. Wet Soil Redox Chemistry as Affected by Organic Matter and Nitrate. **American Journal of Climate Change**, Delaware, v.1, n.4, p.205-209, jan. 2012.
- GERMAN, D.P., WEINTRAUB, M.N., GRANDY, A.S., LAUBER, C.L., RINKES, Z.L., ALLISON, S.D. Optimization of hydrolytic and oxidative enzyme methods for ecosystem studies. **Soil Biology and Biochemistry**, Elmsford, v.43, n.7, p.1387-1397, jul. 2011.
- GOLCHIN, A.; OADES, J.M.; SKJEMSTAD, J.O. & CLARKE, P. Study of free and occluded particulate organic-matter in soils by solid-state ¹³C CP/MAS NMR- Spectroscopy and scanning electron-microscopy. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v.32, n.2, p.285-309, jan. 1994.
- GUGGENBERGER, G., CHRISTENSEN, B.T., ZECH, W. Land use effects on the composition of organic matter in soil particle size separates: I. Lignin and carbohydrate signature. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v.45, n.4, p.449-458, dez. 1994.
- HANKE, D. **Gênese, interação organo-mineral e estabilidade de agregados de solos desenvolvidos de basalto**. 2012. 117p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba/PR, 2012.
- HANKE, D.; MELO, V.F.; DIECKOW, J.; DICK, D.P.; BOGNOLA, I.A. Influência da matéria orgânica no diâmetro médio de minerais da fração argila de solos desenvolvidos de basalto no sul do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.39, n.6, p.1611-1622, dez. 2015.
- HANKE, D. **Matéria Orgânica de solos com horizontes húmicos e hísticos sob Floresta Ombrófila Mista: mecanismos de estabilização e traçador de páleo-ambiente**. 2016. 201p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre/RS, 2016.
- Hanke, D.; Dick, D.P. Organic matter stocks and the interactions of humic substances with araucaria moist forest soil metals with humic and hístic horizons. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. Viçosa, v.41, n.3, p.1616-1628, abr. 2017.
- Hanke, D.; Dick, D.P. Aggregate stability in soil with humic and hístic horizons in a toposequence under Araucaria forest. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.41, n.3, p.1603-1615, abr. 2017.
- HASSINK, J. The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. **Plant and Soil**, The Hague, v.197, n.1, p.77-87, abr. 1997.
- HAYNES, R.J. & BEARE, M.H. Influence of six crop species on aggregate stability and some labile organic matter fractions. **Soil Biology and Biochemistry**, Elmsford, v.29, n.11-12, p.1647-1653, nov/dez. 1997.
- HECKMAN, K. A. **Pedogenesis and carbon dynamics across a lithosequence under ponderosa pine**. 2010. 234p. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais) -The University of Arizona, Arizona, 2010.
- HECKMAN, K.; GRANDY, A.S.; GAO, X.; KEILUWEIT, M.; WICKINGS, K.; CARPENTER, K.; CHOROVER, J.; RASMUSSEN, G. Sorptive fractionation of organic matter and formation of organo-hydroxy-aluminum complexes during litter biodegradation in the presence of gibbsite. **Geochimica and Cosmochimica Acta**. London, v.121, p.667-83, nov. 2013.
- HORNE, D.J.; McINTOSH, J.C. hydrophobic compound in sands from New Zealand. In: RITSEMA, C. J.; DEKKER, L. W. (Eds.). **Soil Water repellency: occurrence, consequences, and amelioration**. Amsterdam: Elsevier Science, 2003. p.26-35.

- HOUGHTON, R.A.; HACKLER, J.L. Emissions of carbon from forestry and land-use change in tropical Asia. **Global Change Biology**, Oxford, v.5, n.4, p.481-492, abr. 1999.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE– IPCC. **Climate change 2001: The scientific basis**. Cambridge, Cambridge University Press, 2001. 881p.
- JANDL, G.; BAUM, C.; BLUMSCHEIN, A.; LEINWEBER, P. The impact of short rotation coppice on the concentrations of aliphatic soil lipids. **Plant and Soil**, The Hague, v.350, n.1-2, p.163–77, jan. 2012.
- 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, jan. 1989.
- JENNY, H. **Factors of soil formation**. 3.ed. New York, McGraw- Hill, 1994. 281p.
- KAISER, K.; GUGGENBERGER, G. The role of DOM sorption to mineral surfaces in the preservation of organic matter in soils. **Organic Geochemistry**, Amsterdam, v.31, n.7-8, p.711-725, nov. 2000.
- KALBITZ, K.; SCHMERWITZ, J.; SCHWESIG, D.; MATZNER, E. Biodegradation of soil-derived dissolved organic matter as related to its properties. **Geoderma**, Amsterdam, v.113, p.273–291, mai. 2003a.
- KALBITZ, K.; SCHWESIG, D.; SCHMERWITZ, J.; KAISER, K.; HAUMAIER, L.; GLASER, B.; ELLERBROCK, R.; LEINWEBER, P. Changes in properties of soil-derived dissolved organic matter induced by biodegradation. **Soil Biology and Biochemistry**, Elmsford, v.35, n.3, p.1129–1142, ago. 2003b.
- KALBITZ, K.; SCHWESIG, D.; RETHEMEYER, J.; MATZNER, E. Stabilization of dissolved organic matter by sorption to the mineral soil. **Soil Biology and Biochemistry**, Elmsford, v.37, n.7, p.1319-1331, jul. 2005.
- KEMPER, W.D.; CHEPIL, W.S. Size distribution of aggregates. In: BLACK, C.A.; EVANS, D.D.; WHITE, J.L.; ENSMINGER, L.E. & CLARK, F.E. (Eds.). **Methods of soil analysis: Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling**. Madison, American Society of Agronomy, 1965. p.499-510.
- KIEM, R.; KÖGEL-KNABNER, I. Contribution of lignin and polysaccharides to the refractory carbon pool in C-depleted arable soils. **Soil Biology and Biochemistry**, Elmsford, v.35, n.1, p.101–118, jan. 2003.
- KIENER, A.; ORME-JOHNSON, W.H.; WALSH, C.T. Reversible conversion of coenzyme F₄₂₀ to 8-OH-AMP and 8-OH-GMP esters, F₃₉₀-A and F₃₉₀-G on oxygen exposure and reestablishment of anaerobiosis in *Methanobacterium thermoautotrophicum*. **Arch Microbiology**, Berlin, v.150, n.3, p.249-253, abr. 1988.
- KLEBER, M.; MIKUTTA, R.; TORN, M. S.; JAHN, R. Poorly crystalline mineral phases protect organic matter in acid subsoil horizons. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v.56, n.6, p.717–725, fev. 2005.
- KLEBER, M.; SOLLINS, P.; SUTTON, R. A conceptual model of organo-mineral interactions in soils: Self-assembly of organic molecular fragments into zonal structures on mineral surfaces. **Biogeochemistry**, Dordrecht, v.85, n.1, p.9-24, jun. 2007.
- KLEBER, M.; NICO, P. S.; PLANTE, A.; FILLEYS, T.; KRAMER, M.; SWANSTON, C.; SOLLINS, P. Old and stable soil organic matter is not necessarily chemically recalcitrant: implications for modeling concepts and temperature sensitivity. **Global Change Biology**, Oxford, v.17, n.2, p.1097:1107, jun. 2011.
- KNICKER, H.; GONZÁLEZ-VILA, F. J.; GONZÁLEZ-VÁSQUEZ, R. Biodegradability of organic matter in fire-affected mineral soils of Southern Spain. **Soil Biology and Biochemistry**, Elmsford, v. 56, p. 31-39, jan. 2013.

- KRULL, E.S., SKJEMSTAD, J.O., GRAETZ, D., GRICE, K., DUNNING, W., COOK, G., PARR, J.F. ^{13}C -depleted charcoal from C_4 grasses and the role of occluded carbon in phytoliths. **Organic Geochemistry**, Amsterdam, v.34, n.9, p.1337–1352, set. 2003.
- KUHRY, P.; VITT, D. H. Fossil carbon/nitrogen ratios as a measure of peat decomposition. **Ecology**, New York, v.77, n.1, p.271–275, jan. 1996.
- LEAL, O.S. **Impacto da adição de carbono pirogênico nas propriedades químicas do solo e na qualidade e quantidade de matéria orgânica de um cambissolo subtropical e de um Argissolo tropical**. 2015. 114p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre/RS, 2015.
- LETON, T.M.; WILLIAMSON, M.S.; EDWARDS, N.R.; MARSH, R.; PRICE, A. R.; RIDGWELL, A.J.; SHEPHERD, J.G.; COX S.J. Millennial timescale carbon cycle and climate change in an efficient Earth system model. **Climate Dynamics**, Berlin, v.26, n.7-8, p.687–711, mai. 2006.
- LORENZ, K.; LAL, R.; PRESTON, C.M.; NIEROP, K.G.J. Strengthening the soil organic carbon pool by increasing contributions from recalcitrant aliphatic bio(macro)molecules. **Geoderma**, Amsterdam, v.142, p.1-10, dez. 2007.
- MAIA, C.M.B.F.; NOVOTNY, E. H.; RITTL, T. F.; HAYES, M. H. H. B. Soil organic matter: chemical and physical characteristics and analytical methods - a review. **Current Organic Chemistry**, Hilversum, v.17, p.19-24, dez. 2013.
- MARSCHNER, B.; BRODOWSKI, J.; DREVES, A.; GLEIXNER, G.; GUDE, A.; GROOTES, P. M.; HAMER, U.; HEIM, A.; JANDL, G.J.I.R.; KAISER, K.; KALBITZ, K.; KRAMER, C.; LEINWEBER, P.; RETHEMEYER, J.; SCHÄFFER, A.; SCHMIDT M. W.I.; SCHWARK, L.; WIESENBERG, G. L. B. How relevant is recalcitrance for the stabilization of organic matter in soils? **J. Plant Nutrition and Soil Science**, v.171, n.1, p.91-110, 2008.
- MIKUTTA, R.; MIKUTTA, C.; GUGGENBERGER, G. Biodegradation of forest floor organic matter bound to minerals via different binding mechanisms. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v.71, n.10, p.2569-2590, mai. 2007.
- MILTNER, A.; ZECH, W. Carbohydrate decomposition in beech litter as influenced by aluminium, iron and manganese oxides. **Soil Biology and Biochemistry**, Elmsford, v.30, n.1, p.1–7, jan. 1998.
- MUELLER, K.E., POLISSAR, P.J., OLEKSYN, J., FREEMAN, K.H. Differentiating temperate tree species and their organs using lipid biomarkers in leaves, roots, and soils. **Organic Geochemistry**, Amsterdam, v.52, p.130-141, nov. 2012.
- MUELLER, K.E.; EISSENSTAT, D.M., MÜLLER, C.W.; OLEKSYN, J.; REICHD, P.B.; FREEMAN, K.H. What controls the concentration of various aliphatic lipids in soil? **Soil Biology and Biochemistry**, Elmsford, v.63, p.14-17, ago. 2013.
- NEVES, C.S.V.J.; FELLER, C.; KOUAKOUA, E. Efeito do manejo do solo e da matéria orgânica em água quente na estabilidade de agregados de um Latossolo Argiloso. **Ciência Rural**, Santa Maria, v.36, n.5, p.1410–1415, abr. 2006.
- NIEROP, K.G.J. Origin of aliphatic compounds in a forest soil. **Organic Geochemistry**, Amsterdam, v.29, n.4, p.1009-1016, jan. 1998.
- OADES, J. M. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. **Plant and Soil**, The Hague, v.76, n.1, p.319 -337, fev. 1984.
- OADES, J.M.; WATERS, S.G. Aggregate hierarchy in soils. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v.29, n.6, p.815-828, jan. 1991.
- OHM, H.; HAMER, U.; MARSCHNER, B. Priming effects in soil size fractions of a podzol Bs horizon after addition of fructose and alanine. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, Weinheim, v.170, n.4, p.551–559, jul. 2007.

- OKABE, S.; NIELSEN, P. H.; JONES, W. L.; CHARACKLIS, W.G. Sulfide product inhibition of *Desulfovibrio desulfuricans* in batch and continuous cultures. **Water Research**, New York, v.29, n.2, p.571–578, feb. 1995.
- OTTO, A.; SIMPSON, M.J. Sources and composition of hydrolysable aliphatic lipids and phenols in soils from western Canada. **Organic Geochemistry**, Amsterdam, v.37, n.4, p.385-407, abr. 2006.
- PARFITT, R.L.; THENG, J. S.; WHITTON, J.S.; SHEPHERD, T.G. Effects of clay minerals and land use on organic matter pools. **Geoderma**, Amsterdam, v.75, p.1-12, jan. 1997.
- PAUL, E. A.; MORRIS, S. J.; CONANT, R. T.; PLANTE, A. F. Does the acid hydrolysis-incubation method measure meaningful soil organic carbon pools? **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.70, n.3, p.1023–1035, jun. 2006.
- PÉREZ, D.V.; SIMÃO, S.M.; SALATINO, A. Identificação e caracterização da repelência à água em alguns solos brasileiros. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.22, n.2, p.197-207, dez. 1998.
- PEZESHKI, S.R.; DELAUNE, R.D. Soil Oxidation-Reduction in Wetlands and Its Impact on Plant Functioning. **Biology**, Basel, v.1, n.2, p.196-221, set. 2012.
- PICCOLO, A. The supramolecular structure of humic substances. **Soil Science**, Baltimore, v.166, p.810-832, jan. 2001.
- PIRES, A.C.D.; MELO, V.F.; MOTTA, A.C.V.; LIMA, V.C. Majors soil classes of the metropolitan region of Curitiba (PR), Brazil: II - interaction of Pb with mineral and organic constituents. **Brazilian archives of biology and technology**, Curitiba, v.50, n.2, p.183-192, mar. 2007.
- POTES, M.L.; DICK, D.P.; DALMOLIN, R.S.D.; KNICKER, H.; ROSA, A.S. Matéria orgânica em neossolo de altitude: influência do manejo da pastagem na sua composição e teor. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.34, n.1, p.23-32, fev. 2010.
- RASSE, D.P.; RUMPEL, C.; DIGNAC, M.F. Is soil carbon mostly root carbon? Mechanisms for a specific stabilisation. **Plant and Soil**, The Hague, v.269, n.1, p.341-356, fev. 2005.
- RENGASAMY, P.; GREEN, R.S.B.; FORD, G.W. The role of clay fraction in the particle arrangement and stability of soil aggregates- a review. **Clay Research**, New Delhi, v.3, n.2, p.53-67, ago. 1984.
- SAIDY, A. R.; SMERNIK, R. J.; BALDOCK, J. A.; KAISER, K.; SANDERMAN, J.; MACDONALD, L. M. Effects of clay mineralogy and hydrous iron oxides on labile organic carbon stabilization. **Geoderma**, Amsterdam, v.173, p.104-110, mar. 2012.
- SCHEEL, T.; DÖRFLER, C.; KALBITZ, K. Precipitation of dissolved organic matter by aluminum stabilizes carbon in acidic forest soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.71, p.64-74, jan. 2007.
- SCHEER, M. B.; CURCIO, G. R.; RODERJAN, C. V. Funcionalidades ambientais de solos altomontanos da Serra da Igreja, Paraná. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.35, n.2, p.1113-1126, jul/ago. 2011.
- SCHONING, I.; KNICKER, H.; KÖEGEL-KNABNER, I. Intimate association between O/N-lakyl carbon and iron oxides in caly fractions of forest soils. **Organic Geochemistry**, Amsterdam, v.36, n.10, p.1378-1390, out. 2005.
- SILVA, L. S.; SOUSA, R. O. & POCOJESKI, E. Dinâmica da material orgânica em Ambientes Alagados. In: SANTOS, G.A.; SILVA, L.S.; CANELLAS, L.P.; CAMARGO, F.A.O. (Eds.). **Fundamentos da Matéria orgânica do solo. Ecossistemas tropicais e subtropicais**. 2ªed. Porto Alegre, Genesis, 2008. p.525-543.
- SIMAS, F.N.B.; SCHAEFER, C.E.G.R.; FERNANDES, E.I.; CHAGAS, A.C. & BRANDÃO, P.C. Chemistry, mineralogy and micropedology of highland soils on crystalline rocks of Serra da Mantiqueira, southeastern Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, v.125, p.187-201, abr. 2005.

- SINSABAUGH, R. L. Phenol oxidase, peroxidase and organic matter dynamics of soil. **Soil Biology and Biochemistry**, Elmsford, v.42, n.3, p.391-404, mar. 2010.
- SIX, J.; PAUSTIAN, K.; ELLIOTT, E.T.; COMBRINK, C. Soil structure and organic matter: I. Distribution of aggregate-size classes and aggregate-associated carbon. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.64, p.681-689, jan. 2000.
- SIX, J., FELLER, C., DENEFF, K., OGLE, S.M.; SA, M.J.C. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils: effects of no-tillage. **Agronomie**, Versailles, v.22, n.7-8, p.755-775, nov/dez. 2002.
- SIX, J.; BOSSUYT, H.; DEGRYZE, S.; DENEFF, K. A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v.79, n.1, p.7-31, set. 2004.
- SKJEMSTAD, J. O.; DALAL, R. C.; BARRON, P. F. Spectroscopic investigation of cultivation effects on organic matter in Vertisols. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.50, p.354-359, jan. 1986.
- SOLLINS, P.; HOMANN, P.; CALDWELL, B.A. Stabilization and destabilization of soil organic matter: Mechanisms and controls. **Geoderma**, Amsterdam, v.74, p.65-105, Nov. 1996.
- SPACCINI, R.; PICCOLO, A.; CONTE, P.; HABERHAUER, G. & GERZABEK, M.H. Increased soil organic carbon sequestration through hydrophobic protection by humic substances. **Soil Biology and Biochemistry**, Elmsford, v.34, n.12, p.1839-1851, dez. 2002.
- SPIELVOGEL, S.; PRIETZEL, J.; KOGEL-KNABNER, I. Soil organic matter stabilization in acidic forest soils is preferential and soil type-specific. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v.59, n.4, p.674-692, mar. 2008.
- SPOSITO, G. **The chemistry of soils**. New York, Oxford University, 1989. 277p.
- SULLIVAN, L.A. Soil organic matter, air encapsulation and water stable aggregation. **Journal of Soil Science**, Oxford, v.41, p.529-534, set. 1990.
- STEVENSON, F.J. **Humus chemistry: genesis, composition, reactions**. 2.ed. New York, John Wiley, 1994. 496p.
- STUMM W. **Chemistry of the solid-water interface**. New York: John Wiley; 1992.
- TISDALL, J. M.; OADES, L. Organic matter and water stable aggregates in soil. **The Journal of Soil Science**, Oxford, v.33, p.141-163, jun. 1982.
- VEZZANI, F.M.; MIELNICZUK, J. Uma visão sobre qualidade do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.33, n.4, p.743-755, ago. 2009.
- VON-LUTZOW, M.; KÖGEL, K.I.; EKSCHMITT, K.; MATZNER, E.; GUGGENBERGER, G.; MARSCHNER, B.; FLESSA, H. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions-a review. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v.57, n.4, p.426-445, mai. 2006.
- WALLIS, M.G.; HORNE, D.J. Soil Water repellency. **Advanced Soil Science**, New York, v.20, p.91-146, ago. 1992.
- WATTEL-KOEKKOEK E. J. W.; VAN GENUCHTEN, P. P. L.; BUURMAN, P.; VAN LAGEN, B. Amount and composition of clay-associated soil organic matter in a range of kaolinitic and smectitic soils. **Geoderma**, Amsterdam, v.99, p.27-49, jan. 2001.
- WERSHAW, R. L.; LLAGUNO, E.C.; LEENHEER, J.A.; SPERLINE, R.P.; SONG, Y. Mechanism of formation of humus coatings on mineral surfaces 2. Attenuated total reflectance spectra of hydrophobic and hydrophilic fractions of organic acids from compost leachate on alumina. **Colloids and Surface A: Physicochemical Engineering Aspects**, Amsterdam, v.108, n.2, p.199-211, mar. 1996.
- WISEMAN, C. L. S.; PÜTTMANN, W. Interactions between mineral phases in the preservation of soil organic matter. **Geoderma**, Amsterdam, v.134, p.109-118, set. 2006.

WISNIEWSKI, C.; TEMPESTA, P.B.; RODRIGUES, V. M. R. Solos e vegetação em uma topossequência do morro Mãe Catira, alto da Serra da Graciosa, Morretes PR. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.17, n.2, p.883-891, jan. 2005.