

Modelo century de dinâmica da matéria orgânica do solo: Equações e pressupostos

Century model of soil organic matter dynamics: equations and assumptions

Luiz Fernando Carvalho Leite¹ Eduardo de Sá Mendonça²

RESUMO

A modelagem de processos biológicos tem por objetivos o planejamento do uso da terra, o estabelecimento de padrões ambientais e as estimativas dos riscos reais e potenciais das atividades agrícolas e ambientais. Diversos modelos têm sido criados nos últimos 25 anos. Century é um modelo mecanístico que analisa em longo prazo a dinâmica da matéria orgânica do solo e de nutrientes no sistema solo-planta em diversos agroecossistemas. O submodelo de matéria orgânica do solo possui os compartimentos ativo (biomassa microbiana e produtos), lento (produtos microbianos e vegetais, fisicamente protegidos ou biologicamente resistentes à decomposição) e passivo (quimicamente recalcitrante ou também fisicamente protegido) com diferentes taxas de decomposição. Equações de primeira ordem são usadas para modelar todos os compartimentos da matéria orgânica do solo e a temperatura e umidade do solo modificam as taxas de decomposição. A reciclagem do compartimento ativo e a formação do passivo são controladas pelo teor de areia e de argila do solo, respectivamente. Os resíduos vegetais são divididos em compartimentos dependentes dos teores de lignina e nitrogênio. Por meio do modelo, pode-se relacionar matéria orgânica aos níveis de fertilidade e ao manejo atual e futuro, otimizando o entendimento das transformações dos nutrientes em solos de diversos agroecossistemas.

Palavras-chave: carbono, compartimentos, modelagem, textura do solo.

ABSTRACT

The modeling of biological processes has as objectives the planning of land use, setting environmental standards and estimating the actual and potential risks of the agricultural and environmental activities. Several models have been created in the last 25 years. Century is a mechanistic

model that analyzes in long-term the dynamics of soil organic matter and of nutrients in soil-plant system in several agroecosystems. The soil organic matter submodel has the active (microbial biomass and products), slow (plant and microbial products that are physically protected or biologically resistant to decomposition) and passive (chemically recalcitrant or physically protected) pools with different decomposition rates. First-order equations are used to model all soil organic matter pools and soil moisture and temperature modifying decomposition rates. Turnover of active pool and formation of passive soil organic matter are mediated by sand and clay content, respectively. Plant residue is partitioned into pools dependent on the lignin and nitrogen content. Through the model, it can link organic matter at the fertility levels and the current and future management, optimizing the understanding of the transformations of the nutrients in soils of the several agroecosystems

Key words: carbon, pools, modeling, soil texture.

INTRODUÇÃO

A matéria orgânica (MO) do solo é importante na disponibilidade de nutrientes, agregação do solo e no fluxo de gases de efeito estufa entre a superfície terrestre e a atmosfera. Além disso, representa o principal compartimento de carbono na biosfera estimado em 1550 Pg (FOLLET, 2001) e atua como fonte e dreno para carbono e nutrientes.

A predição dos efeitos do clima, composição atmosférica e mudanças no uso da terra é essencial na formulação de políticas ambientais, agrícolas, sociais e econômicas. Modelos matemáticos

¹Engenheiro Agrônomo, Doutor, Pesquisador da Empresa estadual de Pesquisa Agropecuária da Paraíba (EMEBA-PB), 58013-290, João Pessoa, PB. e-mail:comasi@emepa.org.br. Autor para correspondência

²Engenheiro Agrônomo, PhD, Professor Adjunto do Departamento de Solos, UFV.

otimizam o entendimento da dinâmica da MO do solo e são ferramentas essenciais na predição dos efeitos das mudanças ambientais, para testar cenários específicos e desenvolver estratégias que mitiguem os efeitos destas mudanças.

Diferentes modelos de simulação de MO do solo foram desenvolvidos nos últimos 25 anos. Nos primeiros modelos, amplamente utilizados (JENKINSON & RAYNER, 1977), o carbono (C) do solo foi dividido em compartimentos ativo, lento e passivo, com diferentes tempos de reciclagem (1, 30 e 1500 anos, respectivamente). Esta abordagem tem sido usada em muitos modelos de MO desenvolvidos mais recentemente (VAN VEEN & PAUL, 1981; PARTON et al., 1987; JENKINSON, 1990; PARTON et al., 1998). VAN VEEN & PAUL (1981) melhoraram o modelo de JENKINSON & RAYNER (1977), incluindo conceitos de proteção química e física, e fatores como erosão e cultivo do solo. PARTON et al. (1987) adicionaram o efeito da textura na dinâmica da MO do solo e desenvolveram submodelos de ciclagem de nutrientes, os quais simulam, simultaneamente, C do solo e a dinâmica de nitrogênio (N), fósforo (P) e enxofre (S). A última versão do RothC-26.3 também inclui a proteção física da matéria orgânica do solo pela fração mineral (COLEMAN & JENKINSON, 1996).

SMITH et al. (1997) e MOLINA & SMITH (1998) apresentaram uma comparação crítica de nove modelos de simulação de C e nutrientes em diferentes ecossistemas terrestres de clima temperado, por meio de sete experimentos de longa duração. Um grupo de seis modelos (RothC-26.3, CENTURY, DAISY, CANDY, NCSOIL, e DNDC) apresentou desempenho significativamente melhor do que os outros três. Desses seis, apenas dois modelos foram capazes de simular o C em todos sistemas de uso da terra em cada experimento (RothC-26.3 e Century).

O modelo Century foi desenvolvido originalmente para simular a dinâmica da MO do solo em pastagens naturais nas Planícies Norte Americanas (PARTON et al., 1987; PARTON et al., 1988). Desde então, tem sido aplicado com sucesso a diversos ecossistemas e tipos de solo, especialmente sob condições de clima temperado (PAUSTIAN et al., 1992; PARTON et al., 1993; PARTON et al., 1994). O modelo pode ser aplicado em vários sistemas agrícolas que difiram em práticas agrônomicas tais como rotação de culturas, preparo do solo, fertilização e irrigação. O sucesso do modelo Century na simulação da dinâmica da MO em solos de região temperada tem estimulado muitos pesquisadores a aplicá-lo em ecossistemas tropicais. Por meio do modelo, pode-se relacionar MO aos níveis de fertilidade e tipos de solo e ao manejo

atual e futuro, otimizar o entendimento das transformações dos nutrientes em solos tropicais e auxiliar no desenvolvimento de sistemas de manejo sustentáveis.

Esta revisão tem por objetivos descrever as principais equações que controlam o submodelo de MO, e estabelecer os pressupostos utilizados na concepção do modelo Century.

DESENVOLVIMENTO

Submodelo da matéria orgânica do solo

O modelo Century consiste de vários submodelos: o submodelo de dinâmica de MO, o submodelo de água e o submodelo de produção vegetal. Os submodelos de água e de produção vegetal calculam a maioria das variáveis ambientais diretas (temperatura e umidade do solo, absorção de nutrientes pelas plantas e quantidade e qualidade dos resíduos vegetais), que são requeridas para o submodelo de dinâmica da MO. O modelo funciona em escala de metro quadrado e simula a camada superficial 0- 20cm, usando etapa de tempo mensal. Os parâmetros de entrada requeridos pelo modelo são variáveis de padrão ecológico: temperatura mensal média do ar, precipitação mensal, textura do solo (conteúdo de areia, silte e argila), conteúdo de nitrogênio e de lignina do material vegetal, aporte de N da atmosfera e do solo, e conteúdos iniciais de C e N em diferentes compartimentos do solo.

O submodelo de MO do solo é baseado em múltiplos compartimentos, separados pelo tempo de reciclagem, similar a outros modelos de dinâmica da MO do solo (VAN VEEN & PAUL, 1981; JENKINSON, 1990). Inclui três compartimentos de MO do solo (ativo, lento e passivo), com diferentes taxas de decomposição, compartimentos de resíduos vegetais acima e abaixo do solo e um compartimento microbiano superficial (Figura 1).

Os resíduos vegetais são divididos em: 1) Superficial - compreende resíduos da parte aérea; 2) Do solo - compreende os resíduos do sistema radicular. Estas frações se subdividem em dois compartimentos: Estrutural, que apresenta tempo de reciclagem de 1 a 5 anos; Metabólico, prontamente decomponível pela ação microbiana, com tempo de reciclagem de 0,1 a 1 ano.

A divisão nestes compartimentos é feita de acordo com a relação lignina/nitrogênio (L/N) dos tecidos. Com aumento na relação, maior parte do resíduo é alocado no compartimento estrutural, que apresenta taxas de decomposição menores do que o compartimento metabólico (Figura 1).

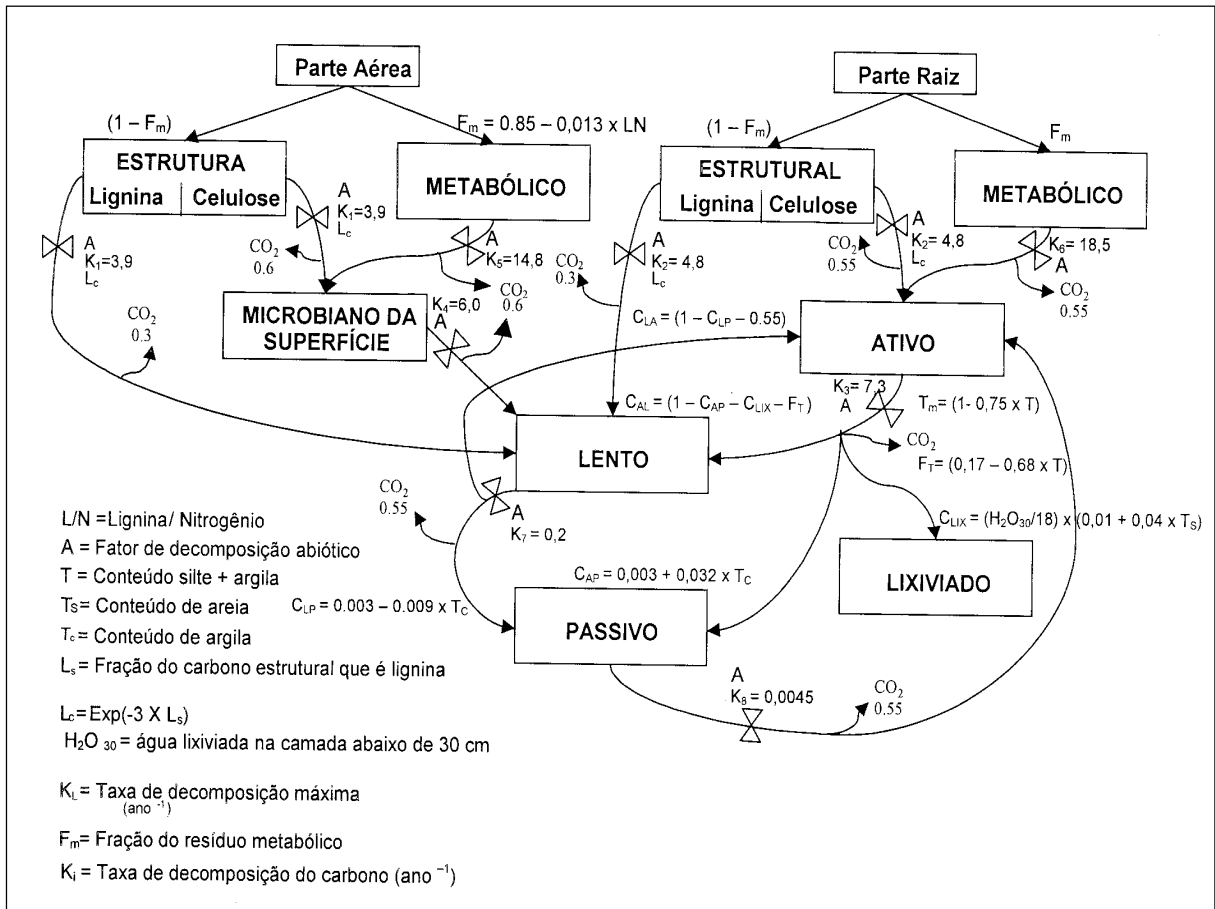


Figura 1 - Compartimentos e fluxos de carbono no modelo de simulação Century v.4.0.

A MO do solo é dividida em três compartimentos: a) Ativo: constituído pela biomassa microbiana do solo e seus produtos; é de fácil decomposição e apresenta um curto tempo de reciclagem (1 a 5 anos), dependendo do ambiente e conteúdo de areia; b) Lento: derivado de material vegetal resistente (lignina) e da MO química e fisicamente protegida, apresenta tempo de reciclagem intermediário (20 a 40 anos) e ; c) Passivo: material muito resistente à decomposição, sendo quimicamente recalcitrante e protegido fisicamente, com longo tempo de reciclagem (200 a 500 anos).

Além desses compartimentos, existe o compartimento microbiano superficial, com taxa de reciclagem independente da textura do solo, e transferido diretamente para o compartimento lento da MO do solo.

Taxa de decomposição para os compartimentos

A decomposição de cada variável padrão é calculada usando a seguinte equação:

$$dC/dt = K_i \times A \times C_i \tag{1}$$

em que, C é a quantidade de carbono no compartimento $i=1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8$, para resíduo estrutural superficial e do solo, MO do solo ativa, microrganismos da superfície, resíduo metabólico superficial e do solo, e frações lenta e passiva, respectivamente; K_i é a taxa de decomposição máxima do compartimento ($K_i=3,9, 4,9, 7,3, 6,0, 14,8, 18,5, 0,20, 0,0045 \text{ ano}^{-1}$); A é o efeito combinado da umidade e temperatura sobre a decomposição.

As taxas de decomposição máxima (K) são fixas para os compartimentos 4, 5, 6, 7 e 8, porém podem ser modificadas por um coeficiente de cultivo se houver revolvimento do solo, e variáveis para os compartimentos 1, 2, e 3. As taxas de decomposição dos compartimentos estruturais (1 e 2) são função do teor de lignina e a taxa de decomposição do compartimento ativo (3), é função da textura do solo. Assim, a taxa de decomposição destes compartimentos apresentada na equação (1), pode ser ajustada conforme as equações (2-5):

Compartimento estrutural superficial e do solo

$$dC_i/dt = K_i \times L_c \times A \times C_i, \text{ sendo } i=1,2 \quad (2)$$

$$L_c = e^{(-3L_s)} \quad (3)$$

em que, L_c é o impacto do conteúdo de lignina (obtido em laboratório ou de literatura) do material estrutural (L_s) na decomposição estrutural.

Estas equações permitem observar a diminuição da taxa de decomposição do compartimento estrutural à medida que o conteúdo de lignina aumenta e são baseadas no pressuposto de que, quando isto ocorre, a habilidade dos microrganismos decompoem substratos mais prontamente decomponíveis (celulose, hemicelulose) diminui rapidamente (MELILLO et al., 1984).

Compartimento ativo

$$dC_i/dt = K_i \times A \times T_m \times C_i, \text{ sendo } i=3 \quad (4)$$

$$T_m = (1-0,75T) \quad (5)$$

em que, T_m é o efeito da textura do solo (T) na reciclagem da MO ativa [i.e, $1-0,75 \times (T)$], para T igual aos teores de silte + argila.

Além das taxas de decomposição máximas dos diferentes compartimentos, os fluxos de C são controlados também pelo fator de decomposição abiótico, composto pela umidade e temperatura (Figura 2). As temperaturas médias, máxima (t_1) e mínima (t_2) mensal do solo, controlam a função temperatura (T_E).

$$t_1 = (45 - T) / (45 - 35)$$

$$t_2 = e^{0,076 \times (t_1 - 2,63 \times \ln(t_1))}$$

$$T_E = e^{(0,2 \times \ln(t_1))} \times t_2 \quad (6)$$

em que: T_{so} = temperatura média do solo

A razão entre água armazenada (profundidade 0-30 cm) mais precipitação mensal (PPM) e evapotranspiração potencial (ETP) é a entrada

para função umidade (U).

$$U = ((1 / (1 + 30 \times e^{(-8,5 \times \text{PPM}/\text{ETP})})) \quad (7)$$

se $\text{PPM}/\text{ETP} > 1,5$

$$U = 1 - 0,7 \times (\text{PPM}/\text{ETP} - 1,5) / 1,5 \quad (8)$$

Fluxos entre compartimentos

Existem diversos fluxos de carbono entre os compartimentos de MO ou dos resíduos vegetais, e alguns são funções dos parâmetros de solo ou da planta. O modelo assume que os fluxos de decomposição de C são resultado da atividade microbiana e que a respiração microbiana é associada para cada um destes fluxos. As frações de C perdidas devido à respiração microbiana, em cada fluxo de C são evidenciadas na figura 1, próximo às linhas de CO_2

O carbono que sai do compartimento ativo é dividido em quatro diferentes fluxos, os quais incluem respiração microbiana, lixiviação de C orgânico solúvel, e a estabilização de C nos compartimentos lento e passivo. As equações 9-12 são usadas para calcular a fração do C total que sai da MO ativa e é alocada para estes quatro fluxos:

$$F_T = 0,17 - 0,68T \quad (9)$$

$$C_{LIX} = (H_2O_{30}/18) (0,01 + 0,04Ts) \quad (10)$$

$$C_{AP} = 0,003 + 0,032 T_C \quad (11)$$

$$C_{AL} = (1 - C_{AP} - C_{LIX} - F_T) \quad (12)$$

em que, F_T é a fração de C perdido decorrente da respiração microbiana, C_{LIX} é a fração perdida por lixiviação, C_{AP} é a fração alocada para o compartimento passivo, C_{AL} é a fração enviada para o compartimento lento, T é o conteúdo de silte mais argila, H_2O_{30} é a água lixiviada mensalmente abaixo

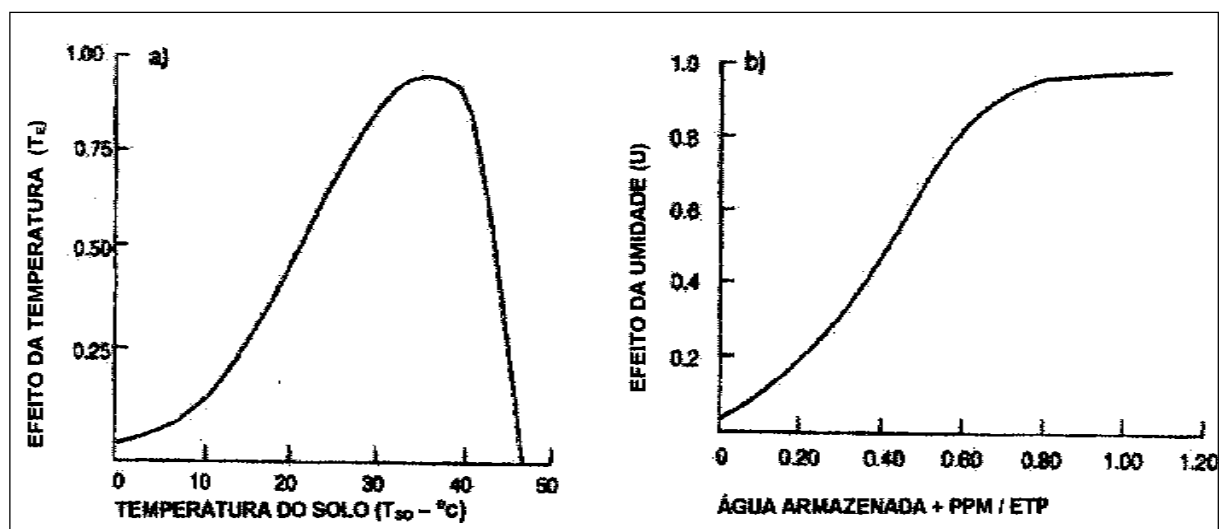


Figura 2 - Efeito da temperatura (a) e umidade (b) na decomposição da MO do solo (adaptado de PARTON et al., 1994).

dos 30cm de profundidade de solo (cm mês^{-1}), 18 é o fluxo de água crítico para lixiviação de minerais (cm de água lixiviada abaixo da profundidade do solo de 30 cm), T_s é o conteúdo de areia do solo e T_c é o conteúdo de argila do solo.

O carbono que sai do compartimento lento é alocado para o compartimento passivo e ativo da MO do solo, usando-se as equações 13 e 14.

$$C_{LP} = 0,003 - 0,009T_c \quad (13)$$

$$C_{LA} = (1 - C_{LP} - 0,55) \quad (14)$$

em que, C_{LP} é a fração de C alocado para o compartimento passivo, e C_{LA} é a fração alocada para o compartimento ativo (55% do C é perdido por respiração microbiana).

Decomposição de resíduos vegetais

Para a decomposição da liteira, o modelo pressupõe que o material vegetal é composto de frações prontamente decomponíveis (metabólico) e resistentes à decomposição (estrutural), e calcula a divisão entre estes compartimentos de acordo com a relação L/N do material vegetal, utilizando a equação 15.

$$F_M = 0,85 - 0,013 \times L/N \quad (15)$$

em que, F_M é a fração do resíduo vegetal que vai para o compartimento metabólico, F_S a fração do resíduo que é alocado no compartimento estrutural ($F_S = 1 - F_M$) e L/N, a relação lignina/nitrogênio do resíduo vegetal.

Para testar esta pressuposição, foram usados 30 diferentes tipos de material vegetal (resíduos de raízes e folhas). Os conteúdos de lignina dos diferentes materiais vegetais variaram de 5 a 35%, enquanto o conteúdo de N variou de 0,3 a 2,5%. As técnicas de extração química de RYAN et al. (1990) foram usadas para separar celulose, lignina e material

solúvel extraível em água (álcool, açúcares, fenóis solúveis, aminoácidos). As frações celulose e lignina são componentes estruturais, enquanto que a fração solúvel extraível em água é equivalente ao compartimento metabólico do Century. A figura 3 mostra que as frações celulose mais lignina aumentam linearmente com o aumento da relação L/N, enquanto que a fração solúvel em água diminui. Apesar do padrão geral evidenciado na figura 3 (a;b), a distribuição dos pontos indica que espécies individuais possuem fracionamento da MO entre material metabólico e estrutural muito diferente daquele que a equação geral poderia prever (PARTON et al., 1994).

O modelo assume ainda que 55% da decomposição do C que não é lignina é alocado para os compartimentos estrutural e metabólico do solo, lento e passivo, e que são perdidos por respiração microbiana. O resíduo estrutural superficial que não é lignina tem reduzida perda por respiração (45%), pois os fungos são os decompositores primários do resíduo superficial e estabilizam C mais eficientemente na biomassa microbiana. A estabilização da lignina no compartimento lento é um processo relativamente eficiente, com 30% de perdas por respiração (PARTON et al., 1987).

Efeito da textura na dinâmica da matéria orgânica do solo

A textura influencia o microambiente solo e a mineralização da MO de várias formas. À medida que o conteúdo de argila aumenta, a área superficial da matriz mineral do solo e o potencial de estabilização da MO aumentam (SCOTT et al., 1996), desde que os sítios de ligação ainda não estejam ocupados

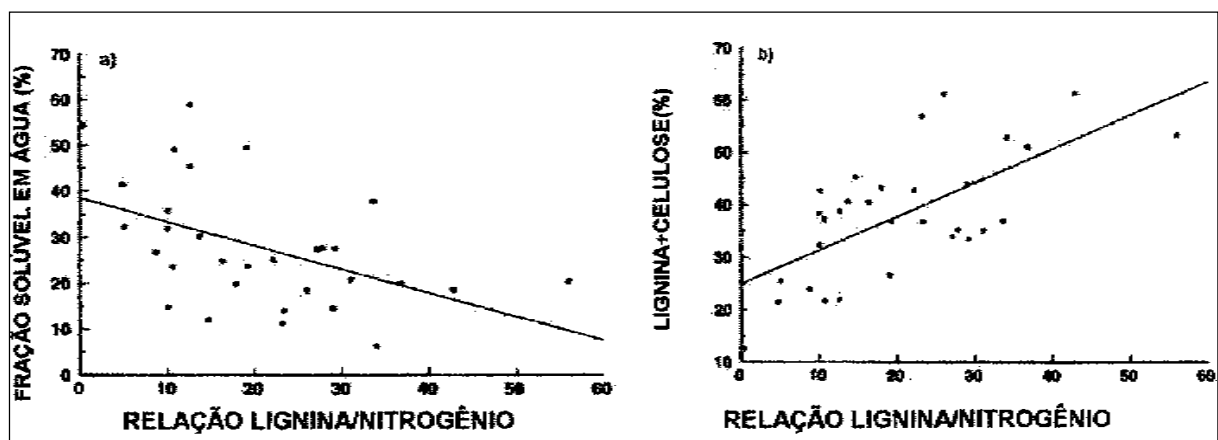


Figura 3 - Componente solúvel em água (a) e conteúdo de lignina+celulose (b) para diferentes tipos de liteira em função da relação inicial lignina/nitrogênio (adaptado de PARTON et al., 1994).

(HASSINK & WHITMORE, 1997). Esta MO do solo quimicamente estabilizada pode ter um tempo de reciclagem de 10 a 1000 anos (PARTON et al., 1987). A textura também influencia atributos físicos do solo, pela modificação na distribuição do tamanho e continuidade dos poros e tamanho e estabilidade de agregados. Estes fatores alteram a disponibilidade de água do solo, a difusão de gases e o movimento de organismos do solo (HASSINK et al., 1993) e conseqüentemente, o acesso microbiano à MO fisicamente protegida.

No modelo Century, a textura do solo afeta a taxa de reciclagem da MO ativa (biomassa microbiana e produtos) e a eficiência de estabilização da MO lenta. A taxa de reciclagem da MO ativa decresce linearmente com o aumento do conteúdo de silte mais argila (Eq. 5), enquanto a eficiência de estabilização da MO lenta (Eq. 9) aumenta (PARTON et al., 1994). Estes pressupostos são baseados em ensaios de incubação, nos quais diferentes tipos de material vegetal foram adicionados a solos com diferentes texturas (SORENSEN, 1981).

Para o compartimento lento, o Century estabelece que a taxa de decomposição equivale àquela obtida por Sorenson (1981) no final de uma incubação de longa duração com celulose (360 a 1600 dias). Os resultados obtidos indicaram que a taxa de decomposição no final da incubação foi a mesma para diferentes texturas do solo, apesar do nível de C no solo arenoso ter sido 50% mais baixo do que em solos argilosos.

Os fluxos que controlam a formação da MO passiva do solo e sua taxa de decomposição não podem ser estimados usando dados de incubação em laboratório, em função do longo tempo de reciclagem deste compartimento. Por isso, as taxas de decomposição da MO passiva do solo são baseadas em experimentos com carbono marcado realizados por MARTEL & PAUL (1974), os quais mostram que C datado de frações orgânicas antigas, apresentam entre 800 e 1600 anos e que o compartimento passivo da MO do solo compreende mais do que 50% da MO total, em condições de solo sob pastagem e clima temperado.

No Century, a formação da MO passiva é controlada pelo conteúdo de argila. O fluxo de C da MO ativa para MO passiva e da MO lenta para a MO passiva é função linear do conteúdo de argila do solo (Eq. 13 e 14). Esta formulação é baseada na hipótese de que materiais de tamanho argila são as partículas primárias que estabilizam a MO passiva. GREENLAND (1965) e GIOVANNI & SEQUI (1976) sugeriram que argila e íons metálicos nas superfícies das argilas são

envolvidos na estabilização de colóides orgânicos. As interações entre substâncias húmicas e a matriz mineral da fração argila são influenciadas pelo pH, tipo de cátions trocáveis, superfície específica dos minerais, densidade de cargas e carga elétrica superficial (OADES et al., 1989), entretanto, essas variáveis não são diretamente simuladas pelo Century e outros modelos.

Vários estudos demonstram o efeito do conteúdo de argila sobre a estabilização da MO do solo (OADES et al., 1989; SCOTT et al., 1996; PARFITT et al., 1997), entretanto, é difícil utilizar os dados disponíveis para quantificar os fluxos de C para MO passiva. Os parâmetros usados nas equações (10) e (11) e a taxa máxima de decomposição da MO passiva foram determinados pelo ajuste dos valores utilizados para comparar níveis de C do solo observados em diferentes texturas de solo, para dois locais nos EUA. A taxa de decomposição máxima da MO passiva foi reduzida (quando comparada a Parton et al., 1987), como parte do processo de inclusão do efeito do conteúdo de argila do solo sobre a formação da MO passiva (PARTON et al., 1994).

A maioria dos trabalhos que relacionam conteúdo de argila e MO do solo tem sido conduzidos em solos com mineralogia de carga permanente (HUANG & SCHNITZER, 1986). Alguns autores (TATE & THENG, 1980; OADES et al., 1989) sugerem que o impacto da fração argila na estabilização do C pode mudar em função da sua mineralogia. PARTON et al. (1994) quantificaram o efeito da mineralogia para solos temperados e tropicais com diferentes mineralogias de argila (esmectitas, caolinitas, oxídicas e alofânicas), e diferentes texturas do solo e constataram que o tamanho do compartimento passivo é maior para mineralogias oxídicas e alofânicas em comparação a caulinitas e esmectitas.

No modelo Century, o fluxo para o compartimento passivo é controlado unicamente pelo conteúdo de argila. No entanto, os diversos tipos de minerais na fração argila tendem a apresentar diferentes potenciais de estabilização da MO neste compartimento. Em solos tropicais, os teores de óxidos de Fe e Al influenciam os teores e a estabilidade da MO de duas formas: 1) pela formação de compostos organo-minerais de alta estabilidade em decorrência da interação eletrostática das cargas positivas dos óxidos e cargas negativas da MO do solo, dificultando o acesso microbiano ao substrato orgânico (OADES et al., 1989) e; 2) por meio de mudanças na estrutura. Os solos ricos em óxi-hidróxidos de Fe e Al apresentam estrutura tipicamente granular. Os óxidos são os responsáveis pela desorganização das partículas de

argila em escala microscópica, dificultando a orientação face-a-face dos cristais de caulinita (RESENDE et al., 1997). Esta desorientação impede a formação do plasma deso, favorecendo o surgimento da estrutura granular, o que garante maior resistência à interferência antrópica e às alterações no manejo do solo.

A ausência destes aspectos no modelo Century explica por que em solos oxidícos há subestimação do compartimento passivo. A elevada capacidade de proteger a MO no interior dos microagregados nestes solos deve ser considerada no modelo, por meio por exemplo, de um fator estabelecido nas equações para o compartimento passivo (“fator de agregação”). Com isto, possibilitar-se-ia uma simulação de C para este compartimento mais adequada.

CONCLUSÃO

O desenvolvimento de modelos de simulação com conotação ambiental requer entendimento dos processos, compartimentos e fluxos de matéria orgânica no solo. Em regiões tropicais e subtropicais, estas informações ainda são escassas e dificultam o surgimento de modelos que possam ser usados eficientemente na avaliação de opções de manejos alternativos. O modelo de simulação Century tem se consolidado como importante ferramenta no estudo da dinâmica da matéria orgânica do solo, evidenciando razoável congruência entre valores observados e simulados (r^2 de 0,75 a 0,93; PARTON et al., 1994). De forma geral, o modelo Century estabelece as quantidades de carbono e nutrientes em resíduos vegetais e compartimentos de matéria orgânica do solo e seus fluxos. Todo material circula entre os compartimentos no modelo por transferência linear (fluxo proporcional à quantidade de material no compartimento original), até eventualmente todo carbono ter sido respirado e todos nutrientes mineralizados, exceto para o material lixiviado. A maioria dos parâmetros utilizados no Century foi obtido pelo ajuste do modelo a experimentos de decomposição de longo prazo (1 a 5 anos), nos quais diversos tipos de material vegetal foram adicionados a solos com diferentes texturas. Muitos dos parâmetros foram determinados usando-se equação linear, na qual a inclinação e o intercepto foram os parâmetros de entrada. Por isso, uma das razões para o amplo uso do Century está relacionado à relativa simplicidade com a qual o modelo trata processos biofísicoquímicos, usando relações empíricas ao invés de equações mecânicas. No entanto, a adequação dos parâmetros do modelo, obtidos em regiões de

clima temperado para climas tropicais e subtropicais, tem dificultado a aplicabilidade do modelo para ecossistemas com diferentes condições ambientais, especialmente em regiões tropicais.

Embora simulações propostas por modelos como o Century dificilmente substituirão experimentos de campo, diversas estratégias de uso e manejo do solo podem ser, no entanto, rapidamente criadas, o que permitirá uma prévia seleção de tratamentos experimentais ou mudanças no manejo e antecipação de resultados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COLLEMAN, K.; JENKINSON, D.S. RothC 26.3- a model for the turnover of carbon in soil. In: POLWSON, T.S.; SMITH, P.; SMITH, J.U. (Eds.). **Evaluation of soil organic matter models using existing long term datasets**. Heidelberg : Springer-Verlag, 1996. V.38, p.237-246. (NATO ASI, Series I).
- FOLLET, R.F. Soil management concepts and carbon sequestration in cropland soils. **Soil & Tillage Research**, v.61, p.77-92, 2001.
- GIOVANNINI, G.; SEQUI, P. Iron and aluminum as cementing substrates of soil aggregates. II. Changes in stability of soil aggregates following extractions of iron and aluminum by acetylacetone in a nonpolar solvent. **Journal Soil Science**, v.27, p.148-153, 1976.
- GREENLAND, D.J. Interactions between clay and organic compounds in soils. Part 2. Adsorption of soil organic compounds and its effects on soil properties. **Soil Fertility**, v.28, 415-425, 1965.
- HASSINK, J. et al. Relationship between habitable pore space, soil biota and mineralization rates in grassland soils. **Soil Biology Biochemistry** v.25, p.47-55, 1993.
- HASSINK, J.; WHITMORE, A.P. A model of the physical protection of organic matter in soils. **Soil Science Society of America Journal**, v.6, p.131-139, 1997.
- HUANG, P. M.; SCHNITZER, M. **Interactions of soil mineral with natural organics and microbes**. Madison. Soil Science Society America, 1986, 606p.
- HUNT, H.W. et al. Nitrogen limitation of decomposition and primary production in shortgrass prairie, mountain meadow and lodgepole pine forest. **Ecology**, v.69, p.1009-1016, 1988.
- JENKINSON, D.S. The turnover of organic carbon and nitrogen. **Philosophical Transactions of the Royal Society**, London v.329, p.361-368, 1990.
- JENKINSON, D.S.; RAYNERS J.H. The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. **Soil Science** v.123, p.298-305, 1977.
- MACKAY, W. P. et al. The effects of nitrogen, water and sulfur amendments on surface litter decomposition in the Chihuahuan Desert. **Journal Arid Environment**, v.12, p.232-232, 1987.

- MARTEL, Y.A.; PAUL, E.A. Effects of cultivation on the organic matter of grassland soils as determined by fractionation and radio-carbon dating. **Canadian Journal Soil Science**, v.54, p.419-426. 1974.
- MELILLO, J.M. et al. Factors controlling mass loss and nitrogen dynamics of plant litter decaying in northern streams. **Bulletin Mar Science**, v.35, n.3, p.341-356. 1984.
- MOLINA, J.A.; SMITH P. Modeling C and N processes in soil. **Advance in Agronomy**, v.62, p.253-287, 1998.
- OADES, J.M. An introduction to organic matter in mineral soils. In: DIXON, J.B; WEED S.B. (ed). **Mineral in soil environments**. 2.ed. Madison : Soil Science Society America, 1989. p.89-159.
- OADES, J.M.; GILLMAN, G.P.; UEHARA, G. Interactions of soil organic matter and variable-charge clays. In: COLEMAN D.C. (ed). **Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems**. Honolulu : Univ Hawaii, 1989. p.69-96.
- PARFITT, R.L. et al. Effects of clay minerals and land use on organic matter pools. **Geoderma**, v.75, p.1-12, 1997.
- PARTON, W.J. et al. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in great plains grasslands. **Soil Science Society America Journal**, v.51, p.1173-1179, 1987.
- PARTON, W.J. et al. Observations and modeling of biomass and soil organic matter dynamics for the grassland biome worldwide. **Global Biochemical Cycles**, v.7, p.785-802, 1993.
- PARTON, W.J.; STEWART, J.W.B.; COLE C.V. Dynamics of C, N, P and Sin grassland soils: A model. **Biogeochemistry**, v.5, p.109-131, 1988.
- PARTON, W.J.; WOOMER, P.L. MARTIN, A. Modeling soil organic matter dynamics and plant productivity in tropical ecosystems. In: WOOMER, P.L.; SWIFT, M.J. (Eds). **The biological management of tropical soil fertility**. Chichester : John Wiley & Sons, 1994. p.171-188.
- PARTON, W.J. DAYCENT: its land surface submodel: description and testing. **Global Planetary Change**, v.19, p.35-48, 1998.
- PAUSTIAN, R.; PARTON W.J.; PERSSON J. Modeling soil organic matter in organic-amended and nitrogen-fertilized long-term plots. **Soil Science Society America Journal**, v.56, p.476-488, 1992.
- REINERTSEN, S. A. et al. Role of available carbon and nitrogen in determining the rate of wheat straw decomposition. **Soil Biology Biochemistry**. v.16, p.459-464, 1984.
- RESENDE, M. et al. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. 2.ed. Viçosa : NEPUT, 1997. 367p.
- RYAN, M.G.; MELILLO, J.M.; RICCA, A. A comparison of methods for determining proximate carbon fractions of forest litter. **Canadian Journal Forest Research**, v.20, p.166-171, 1990.
- SCOTT, N. A. et al. Soil textural control on decomposition and soil organic matter dynamics. **Soil Science Society America Journal**, v.60, p.1102-1109, 1996.
- SMITH, P. et al. A comparasion of the performance of nine soil organic matter using datasets from seven long-term experiments. **Geoderma**, v.81, p.153-255, 1997.
- SORENSEN, L.H. Carbon-nitrogen relationship during the humification of cellulose in soil containing different amounts of clay. **Soil Biology Biochemistry**, v.13, p.313-321, 1981.
- TATE, K. R.; THENG, B.K.G. Organic matter and its interactions to inorganic soil constituents. In: THENG, B.K.G. (Ed). **Soil with variable charge**. Lower Hutt, New Zealand: Society of Soil Science, 1980. p.225-249.
- VAN VEEN, J.; PAUL, E. A. Organic C dynamics in grassland soil. I Background information e computer simulation. **Canadian Journal Soil Science**, v.61, p.185-201, 1981.