

## Respiração do solo e dinâmica da liteira fina em Terra Preta de Índio e solos adjacentes, na Amazônia Central

Lucerina Trujillo<sup>1\*</sup>, Flávio J. Luizão<sup>2</sup>, Johannes Lehmann<sup>3</sup>, Biqing Liang<sup>4</sup>, Gyovanni Ribeiro<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Extraído da tese de doutorado da primeira autora, apresentada ao INPA, Manaus, Brasil.

<sup>2</sup> Departamento de Ecologia, INPA, 69011-970, Manaus, Brasil.

<sup>3</sup> Department of Soil and Crop Sciences, Cornell University, Ithaca, NY 14853, USA. E-mail: cl273@cornell.edu

<sup>4</sup> Department of Earth Science, National Cheng Kung University, Taiwan. E-mail: liangbq@mail.ncku.edu.tw

<sup>5</sup> IFAM, Campus Presidente Figueiredo, AM, Brasil. E-mail: gyovanni.ribeiro@ifam.edu.br

\* Autor para correspondência: E-mail: lucerinatc@hotmail.com

### Resumo

As Terras Pretas de Índio que contêm altas quantidades de matéria orgânica estável estocada no solo por centenas de anos, mesmo em condições edafoclimáticas tropicais, podem vir a ser um modelo para o desenvolvimento de sistemas de produção agrícola sustentáveis; com potencial para reter carbono atmosférico no solo e contribuir na redução da emissão de gases do efeito estufa. Neste trabalho foram avaliados, os efluxos de CO<sub>2</sub> na interface solo-atmosfera, a dinâmica da liteira fina em Terra Preta de Índio (TPI), solos de transição (ST), e solos adjacentes (SA), bem como os fatores que controlam estes processos, além do potencial destes solos para acumular carbono orgânico (CO). Foram estabelecidos cinco locais de amostragem, diferenciando as TPI, ST e SA sob florestas secundárias na Amazônia Central. Foram avaliados os efluxos de CO<sub>2</sub> do solo *in situ* (respiração das raízes + heterotrófica), C orgânico, textura, temperatura e umidade do solo, biomassa microbiana, respiração basal (respiração dos microrganismos), quociente metabólico (qCO<sub>2</sub>) e coeficiente de mineralização (qM). A respiração do solo e a dinâmica da liteira fina foram similares nas TPI, ST e SA, influenciados pela sazonalidade pluviométrica. No entanto, a respiração basal e os coeficientes qCO<sub>2</sub> e qM foram em média 31, 50 e 63% menores nas TPI do que nos SA e, o C microbiano 30% maior nas TPI do que nos SA. Isto indicou uma alta eficiência dos microrganismos para usar o CO do solo em TPI comparado aos SA, perdendo pouco por mineralização, o que faz com que as TPI tenham maior potencial de conservação de CO. A influência da textura do solo sobre os fluxos de CO<sub>2</sub> nas TPI e SA sugerem que os mecanismos de proteção física da matéria orgânica, associados aos minerais do solo, podem contribuir no maior tempo de residência do CO; no entanto, nas TPI é desconhecido o quanto estes mecanismos participam no acúmulo diferenciado de altas quantidades de CO estável por longo tempo.

**Palavras-chave:** Efluxos de CO<sub>2</sub>, carbono do solo, coeficiente de mineralização.

### Soil respiration and litter dynamics in Indian Black Earth and adjacent soils, in Central Amazon

#### Abstract

The Amazonian Black Earths that contain high amounts of stable organic matter, stocked in the soil for hundreds of years, even in tropical edaphoclimatic conditions, may become a model for the development of sustainable agricultural production systems, with the potential to retain atmospheric carbon in the soil and contribute to reducing greenhouse gas emissions. This work evaluated the CO<sub>2</sub> efflux at the soil-atmosphere interface and the fine litter dynamics in Indian Black Earth (TPI), transitional soils (ST) and adjacent soils (SA), the factors controlling these processes and the potential of these soils to accrue organic carbon (OC). Five sampling sites were established differentiating the TPI, ST and SA under secondary forests in Central Amazon. We evaluated soil CO<sub>2</sub> efflux *in situ* (roots respiration + heterotrophic), organic C, texture, temperature and humidity, microbial biomass, basal respiration (microbial respiration), metabolic quotient (qCO<sub>2</sub>) and mineralization coefficient (qM). Soil respiration and fine litter dynamics were similar in TPI, ST and SA, being influenced by pluviometric seasonality. However, basal respiration and the coefficients qCO<sub>2</sub> and qM were on average 31, 50 and 63% lower in TPI than in SA, and microbial C 30% higher in TPI than in SA. This indicated a high efficiency of the microorganisms to use soil OC in TPI compared to SA, losing little by mineralization, which makes TPI have greater potential for conservation of organic C. The influence of soil texture on CO<sub>2</sub> fluxes in TPI and SA suggest that the mechanisms of physical protection of organic matter, associated with soil minerals, may contribute to the longer residence time of CO. However, in TPI it is unknown how much these mechanisms participate in the differentiated accumulation of high amounts of stable CO for a long time.

**Keywords:** Soil CO<sub>2</sub> efflux, soil carbon, mineralization coefficient.

## Introdução

O incremento excessivo do CO<sub>2</sub> na atmosfera e o seu potencial para alterar o clima do planeta, por ser um dos principais gases causadores do efeito estufa, têm aumentado o interesse em compreender melhor a dinâmica da matéria orgânica do solo (MOS), e a sua capacidade para seqüestrar C em diferentes ecossistemas terrestres (Paul *et al.*, 2008). A MOS é considerada, o maior reservatório terrestre de carbono do planeta, estocando aproximadamente 1500 Pg de C orgânico nos primeiros 100 cm, o que correspondem a 75% do estoque de C orgânico terrestre (Post *et al.*, 1982); dependendo do uso e manejo do solo, esta pode funcionar como sumidouro ou fonte do CO<sub>2</sub> atmosférico (Cerri *et al.*, 2007).

Em ambientes tropicais, as mudanças no uso da terra são de grande importância, uma vez que os ecossistemas florestais contêm grandes estoques de carbono orgânico no solo (Barros & Fearnside, 2016) e uma reciclagem de C mais rápida do que em sistemas temperados (Trumbore *et al.*, 1995). Os solos da Amazônia por serem altamente intemperizados e com baixa capacidade de troca catiônica, a manutenção da floresta depende da entrada de C e dos nutrientes depositados através da liteira (Luizão, 2007). Assim, os processos de decomposição da matéria orgânica realizados pelos microrganismos são fundamentais para disponibilizar os nutrientes no solo, ao mesmo tempo em que agem como sumidouros ou fontes de gases para a atmosfera (Trumbore & Camargo, 2009). Isto se aplica principalmente ao CO<sub>2</sub> uma vez que as alterações nas características físicas, químicas e biológicas do solo (Meier *et al.*, 1996), bem como as condições climáticas (Valentini *et al.*, 2008), podem afetar a respiração do solo e o balanço de C.

Neste contexto, o estudo da dinâmica do C na interface solo-atmosfera é fundamental para entender a capacidade que tem um sistema para estocar C e, o potencial de atuar como sumidouro ou fonte de C atmosférico (Villela *et al.*, 2012); associado à avaliação dos atributos microbiológicos, resulta na obtenção de resultados mais completos sobre o estado fisiológico dos microrganismos, e a manutenção dos estoques de CO no solo. Desta forma, a biomassa microbiana é a principal responsável pela decomposição da MOS e age como intermediária controlando o tipo e quantidade de C que é liberado para a atmosfera, e o que fica estocado no solo (Rasid *et al.*, 2016).

A respiração do solo quantifica o CO<sub>2</sub> liberado na respiração das raízes, da liteira, da decomposição da MOS e da fauna edáfica (Luo *et al.*, 2006), influenciada pelos fatores biológicos e edafoclimáticos; a medição dos efluxos de CO<sub>2</sub> na superfície do solo é o método mais usado para quantificar a taxa de respiração do solo *in situ* (La Scala *et al.*, 2005). A respiração basal estima a quantidade de CO<sub>2</sub> emitido pelos microrganismos, que vem da mineralização da MOS (Pell *et al.*, 2006); o coeficiente metabólico (qCO<sub>2</sub>) indica a eficiência da biomassa microbiana em utilizar o CO disponível no solo (Anderson & Domsch, 1993), e o coeficiente de mineralização (qM) indica a quantidade de CO<sub>2</sub> liberado para a atmosfera por unidade de CO do solo, sendo um indicador adequado para mostrar o potencial que um solo tem para conservar o C (Dommergues, 1960).

A substituição das florestas tropicais por sistemas agrícolas associados a um manejo do solo inadequado podem mineralizar a MOS mais rapidamente e emitir grandes quantidades de CO<sub>2</sub> para a atmosfera (Souza *et al.*, 2012), isso indica que é necessário o desenvolvimento de novos modelos de produção agrícola sustentáveis, que promovam o seqüestro de C no solo, minimizem a emissão de gases para a atmosfera e melhorem a produtividade vegetal (Rezende *et al.*, 2011).

Em contraste com a maioria dos solos da região, as TPI da Amazônia são solos férteis, com pH elevado, alta capacidade de troca catiônica (Liang *et al.*, 2006; Jorio *et al.*, 2012), alta proporção de C pirogênico estocado no solo por centenas de anos (Glaser *et al.*, 2000) e grande população de microrganismos (O'Neill *et al.*, 2009). A ocorrência de carvão e de fragmentos de cerâmica indica que a origem destes solos está ligada a processos antropogênicos, sendo formados em antigas aldeias indígenas (Kern *et al.*, 1989).

A razão provável da estabilidade do CO das TPI é a abundância de C pirogênico (Glaser & Birk, 2012), que apresenta uma composição química altamente persistente (Liang *et al.*, 2008; Schellekens *et al.*, 2017), resistindo à degradação microbiana. Estudos têm demonstrado que o C pirogênico pode influenciar a fertilidade, o pH e a CTC do solo (Lehmann *et al.*, 2003; Novotny *et al.*, 2015). Porém, pesquisas recentes têm mostrado que a adição de C pirogênico no solo pode aumentar o estoque de C (Woolf & Lehmann, 2012; Weng *et al.*, 2017) ou, em alguns casos, resultados contrários, estimulando a mineralização da MOS, com conseqüentes perdas de C para a atmosfera (Hamer *et al.*, 2004; Wardle *et al.*, 2008).

Por centenas de anos, as TPI mostraram-se capazes de estocar CO, resistindo à degradação microbiana mesmo sob condições edafoclimáticas em ambiente tropical, favoráveis à rápida mineralização da MOS. No entanto, são poucos os estudos sobre os mecanismos que permitem manter este estoque por longo tempo e a dinâmica dos efluxos de CO<sub>2</sub> e da liteira sob floresta tropical amazônica. O objetivo deste

estudo foi avaliar os efluxos de CO<sub>2</sub> na interface solo-atmosfera e a dinâmica da liteira em Terra Preta de Índio, solos de transição e solos adjacentes, identificando os fatores que influenciam estes processos e o potencial que estes solos têm para conservar o CO do solo.

## Material e métodos

### Área de estudo e delineamento amostral

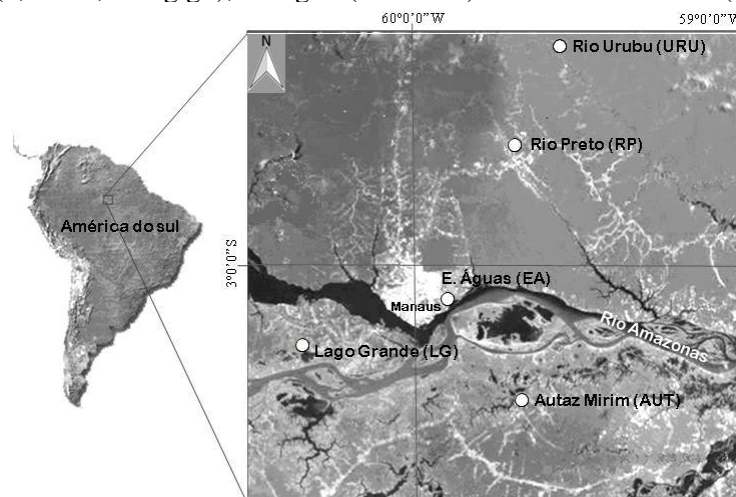
O estudo foi realizado em áreas sob floresta secundária de aproximadamente 20 a 30 anos de idade, próximas a Manaus, Brasil (Figura 1). Foram estabelecidos quinze pontos de amostragem, em parcelas de 20 x 80 m, diferenciando três tipos de solo em cada local de estudo: Terra Preta do Índio (TPI), solo de transição (ST) e solo adjacente (SA). Os cinco locais foram identificados como EA- Encontro das Águas (3°06' S 59°54' W), LG- Lago Grande (3°13' S 60°15' W), RP- Rio Preto da Eva (02°40' S 59°43' W), URU- Rio Urubu (2°23' S, 59°34' W) e AUT- Autaz Mirim (3°3' S 59°65' W).

O clima da região é tropical úmido e quente, com precipitação média anual de 2500 mm, temperatura média anual de 24 a 26 °C e umidade relativa do ar de 80 a 93% (Ribeiro & Adis, 1984). O relevo é constituído por platôs com superfícies planas (Terra Firme), bem drenados, cujos solos são formados a partir de sedimentos terciários (Lima et al., 2009). A vegetação é de floresta secundária com alta densidade de espécies, apresentando nos locais das TPI e ST espécies como o tucumã (*Astrocaryum aculeatum*), buriti (*Mauritia flexuosa*), limorana (*Chomelia anisomeris*), lacre (*Vismia sp.*), imbaúba (*Cecropia sp.*), entre outras. Nos locais dos SA, espécies como o lacre (*Vismia sp.*), imbaúba (*Cecropia sp.*), buriti (*Mauritia flexuosa*), ingá (*Ingá sp.*), castanha do Brasil (*Bertholletia excelsa*) entre outras. As áreas selecionadas neste estudo foram anteriormente utilizadas para exploração madeireira; o restante da vegetação foi derrubada e queimada para o estabelecimento de roças tradicionais, pastagens ou pomares caseiros com árvores frutíferas e palmeiras, e após o abandono cresceu uma vegetação secundária.

Os solos com horizonte A antrópico (Terras Pretas de Índio) ocorrem sobre Latossolos, Argissolos, Cambissolos ou Espodossolos da Amazônia (Smith, 1980) e apresentam coloração escura, com presença de cerâmicas e carvão, elevados estoques de MO estável e de nutrientes. As características físico-químicas das TPI estudadas foram: N (0,13 a 0,36 mg g<sup>-1</sup>), P disponível (4,7 a 901 mg kg<sup>-1</sup>), K<sup>+</sup> (0,01 a 0,05 mg g<sup>-1</sup>), % argila (7,5 a 66 %) e densidade do solo de 1,1 kg dm<sup>-3</sup>.

Os solos de transição, também chamados de “Terra Mulata” são solos de coloração marrom, localizados entre as áreas próximas às Terras Pretas e os solos adjacentes, com pouca ou nenhuma cerâmica, horizonte A antrópico menos profundo, menor quantidade de carvão e menor quantidade de CO e nutrientes, quando comparadas com as Terras Pretas (Kämpf, et al., 2003). As características físico-químicas dos solos de transição foram: N (0,09 a 0,18 mg g<sup>-1</sup>), P disponível (3,7 a 63 mg kg), K<sup>+</sup> (0,01 a 0,04 mg g<sup>-1</sup>), % argila (20 a 40%) e densidade do solo (1,2 kg dm<sup>-3</sup>).

Os solos adjacentes são principalmente da classe dos Latossolos e Argissolos predominantes na Região Amazônica, caracterizando-se por serem solos altamente lixiviados, com alto teor de argila (> 60%), baixos níveis de CO e nutrientes e baixa capacidade de troca catiônica (Teixeira & Bastos 1989). As características físico-químicas dos solos adjacentes estudados foram: N (0,12 a 0,19 mg g<sup>-1</sup>), P disponível (1,8 a 7,1 mg kg), K<sup>+</sup> (0,01 a 0,02 mg g<sup>-1</sup>), % argila (28 a 76%) e densidade do solo (1,0 kg dm<sup>-3</sup>).



**Figura 1.** Mapa de localização das cinco áreas de estudo na Amazônia Central.

*Amostragem de liteira, solo e gás*

As coletas para estimar a produção de liteira fina foram realizadas quinzenalmente durante 1 ano. Instalaram-se 12 coletores fixos de 50 x 50 cm, distribuídos de forma aleatória em cada local de estudo. As amostras coletadas foram secas ao ar e separadas em folhas, material lenhoso com diâmetro <2 cm, material reprodutivo e fragmentos finos. As coletas da camada de liteira depositada na superfície do solo foram realizadas a cada três meses durante um ano, utilizando um quadro de madeira de 20 x 20 cm, coletaram-se aleatoriamente quatro amostras compostas por cinco sub-amostras de liteira. As amostras coletadas foram secas ao ar e separadas em folhas inteiras (L), folhas quebradas ou fermentadas (F) e material lenhoso (W). Todas as frações foram secas em estufa a 65°C por 72 horas e depois pesadas. Posteriormente foram moídas utilizando um moinho tipo Wiley, passadas na peneira de 1 mm (20 mesh) e armazenadas em frascos plásticos para posteriores análises químicas de C, N e lignina.

Os dados da produção e da camada de liteira foram utilizados para calcular o coeficiente de decomposição ( $k_L$ ) da liteira, obtido pela relação entre a produção anual de liteira (LF) e a média anual da camada de liteira acumulada na superfície do solo (CL), expressos em  $Mg\ ha^{-1}$ , a partir da equação proposta por Olson (1963):

$$k_L = LF/CL \quad \text{Equação (1)}$$

Os valores de  $K_L > 1$  indicam uma rápida decomposição da liteira, depositada sobre a superfície do solo.

A partir do coeficiente de decomposição ( $K_L$ ) foram calculados os tempos necessários (anos) para a decomposição de 50% ou meia-vida e o desaparecimento de 95% da liteira mediante as equações a seguir:

$$t_{0,5} = \ln(2)/K_L \quad \text{ou} \quad 0,693/K_L \quad \text{Equação (2)}$$

$$t_{0,95} = 3/K_L \quad \text{Equação (3)}$$

As coletas de solo para determinar o C da biomassa microbiana foram realizadas junto com as medidas dos fluxos de  $CO_2$  do solo, durante três dias consecutivos nas épocas seca, chuvosa e transição seca-chuvosa, coletando seis amostras compostas (três sub-amostras) na profundidade de 0-0,1 m. Uma única coleta foi realizada para avaliar o CO, a textura do solo e a respiração basal. As amostras foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira de malha de 2 mm (TFSA), exceto as amostras destinadas às análises do C microbiano, a respiração basal e a umidade do solo, onde foi utilizada uma porção do solo fresco, depois de extraídas as raízes.

Os efluxos de  $CO_2$  do solo foram medidos durante três dias consecutivos, em seis pontos aleatórios de cada local, cada ponto com três réplicas, retirando a liteira da superfície do solo nos períodos chuvoso, seco e seco-chuvoso. Foi usado o analisador de gás por infravermelho portátil (EGM-3, PP Systems, U. K.), conectado a uma câmara de respiração do solo (SCR-1, PP Systems, U. K.). O fluxo de  $CO_2$  foi estimado a partir da variação da concentração do gás dentro da câmara num intervalo de 2 minutos; simultaneamente foi mensurada a temperatura do solo utilizando um termômetro digital com sonda de aço inoxidável.

*Análises físicas*

A análise granulométrica do solo foi determinada pelo método da pipeta (Day, 1965), após dispersão química das partículas com pirofosfato de sódio ( $Na_4P_2O_7$ ), e agitação mecânica com baixa rotação durante 16 h, segundo o método proposto pela Embrapa (1997). A fração areia foi separada por peneiramento, a fração argila foi separada por sedimentação e o silte determinado por diferença. As frações obtidas foram secas em estufa a 105°C durante 48 horas e pesadas.

A determinação da umidade do solo foi realizada com 10 g de solo fresco colocado na estufa a 105°C durante 48 horas, utilizando a equação:

$$\% \text{ Umidade} = (PU - PS / PS) * 100 \quad \text{Equação (4)}$$

sendo PU o peso da amostra fresca, e PS o peso da amostra seca.

*Análises químicas*

O C e N do solo e da liteira foram determinados por combustão seca num Auto-Analisador de CHN de fase gasosa (Fisons, modelo NA 1500). A porcentagem de lignina na liteira foi estimada a partir do método ADF (Acid Detergent Fibre) de extração de fibras do material vegetal (Van Soest, 1963), através da destruição da celulose com uma solução de  $H_2SO_4$  e cetiltrimetil brometo de amônio (CTAB); a celulose foi

destruída com ácido sulfúrico a 72 %, e a lignina foi determinada pela diferença de peso (Anderson & Ingram, 1993).

#### Análises bioquímicas

O C da biomassa microbiana do solo foi quantificado pelo método de fumigação-extração (Vance *et al.*, 1987) modificado por Witt *et al.* (2000), com uso de 60 mL de K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 0,5 M e 1 mL de clorofórmio livre de etanol (nas amostras fumigadas), adicionados em frascos de vidro contendo 30 g de solo fresco, sendo agitadas durante 4 a 5 h. O sobrenadante foi filtrado e removido o clorofórmio através de borbulhamento com ar durante 15 minutos (modificado de Fierer & Schimel, 2003). A determinação da concentração de C da biomassa microbiana foi realizada pelo método de Walkley-Black (Jackson, 1958) com aquecimento e calculado através da fórmula:

$$C_{BMS} = (C_F - C_{NF}) / (K_{ec} * E) \quad \text{Equação (5)}$$

sendo C<sub>F</sub> e C<sub>NF</sub> a quantidade de C microbiano nas amostras fumigadas e não fumigadas; K<sub>ec</sub> o fator de conversão do C extraído para C da biomassa microbiana, usando 0,26 como valor sugerido por Feigl *et al.* (1995). “E” é um fator adicional proposto por Liang *et al.*, (2010) com a finalidade de corrigir a eficiência na extração do C devida à adsorção dos microrganismos na superfície do C pirogênico, que é alto nas Terras Pretas.

A metodologia baseia-se na adição de uma alíquota de cultura microbiana marcada com δ<sup>13</sup>C nas amostras de solo, sendo depois extraídas pelo método de fumigação-extração simultânea proposta por Witt *et al.*, (2000), e quantificada a porcentagem de C recuperado do total de C adicionado da cultura marcada com δ<sup>13</sup>C, usando a fórmula: A metodologia baseia-se na adição de uma alíquota de cultura microbiana marcada com δ<sup>13</sup>C nas amostras de solo, sendo depois extraídas pelo método de fumigação-extração simultânea proposta por Witt *et al.*, (2000), e quantificada a porcentagem de C recuperado do total de C adicionado da cultura marcada com δ<sup>13</sup>C, usando a fórmula:

$$E = C_R / C_{MC} \quad \text{Equação (6)}$$

sendo C<sub>R</sub> o C recuperado da cultura enriquecida com δ<sup>13</sup>C; o C<sub>MC</sub> a quantidade de cultura marcada com δ<sup>13</sup>C adicionada.

O valor do C<sub>R</sub> foi obtido através da fórmula:

$$C_R = CE \times (\delta^{13}C_E - \delta^{13}C_{BM}) / (\delta^{13}C_{MC} - \delta^{13}C_{BM}) \quad \text{Equação (7)}$$

sendo CE o teor de C da biomassa microbiana; δ<sup>13</sup>C<sub>E</sub> a composição isotópica da biomassa microbiana extraída; δ<sup>13</sup>C<sub>BM</sub> a composição isotópica da biomassa microbiana; e δ<sup>13</sup>C<sub>MC</sub> a composição isotópica da cultura enriquecida com δ<sup>13</sup>C.

A respiração basal da biomassa microbiana no solo foi determinada seguindo a metodologia de Jenkinson & Powlson (1976). O C-CO<sub>2</sub> liberado pelos microrganismos em 50 g de solo fresco (isento de raízes e carvão), foi capturado em 10 mL de NaOH 1 M, dentro de um frasco de vidro de 500 mL hermeticamente fechado, durante 5 dias de incubação. O CO<sub>2</sub> capturado na solução alcalina foi quantificado por titulometria potenciométrica com HCl 0,05 M, medindo o NaOH que não reagiu com o CO<sub>2</sub> (Anderson, 1982). A respiração basal dos microrganismos foi calculada a partir da equação:

$$RBS = (V_b - V_a) * (M * 0,6 * 100) / (PS * T) \quad \text{Equação (8)}$$

sendo V<sub>b</sub> o volume de HCl gasto na titulação do branco; o V<sub>a</sub> o volume de HCl gasto na titulação da amostra; M a molaridade do HCl; PS o peso seco da amostra de solo; T o tempo de incubação das amostras de solo, e o valor constate 0,6 significando que 1 mL de HCl 0,05 N equivale a 0,6 mg de C-CO<sub>2</sub> (Stotzky, 1965).

O quociente metabólico (qCO<sub>2</sub>) foi calculado como a quantidade de CO<sub>2</sub> produzido pelos microrganismos (RBS) por unidade de C da biomassa microbiana (CBM), num tempo determinado (Anderson & Domsh, 1993), usando a equação:

$$qCO_2 = RBS / CBM \quad \text{Equação (9)}$$

O coeficiente de mineralização (qM) estima a fração de C orgânico do solo mineralizado pela respiração microbiana (RBS) na forma de CO<sub>2</sub> por unidade de C orgânico total (COT), num tempo determinado (Dommergues, 1960), através da equação:

$$qM = RBS / COT \quad \text{Equação (10)}$$

### Análises estatísticas

Foi realizada ANOVA para investigar se existiam diferenças significativas das variáveis entre as TPI, ST e SA. Foram realizadas análises de componentes principais (PCA) para identificar as relações existentes entre os efluxos de CO<sub>2</sub> e as variáveis mensuradas. Regressões múltiplas (GLM) foram aplicadas para os dados de fluxos de CO<sub>2</sub> e os resíduos dos eixos 1 e 2 resultantes da ordenação do PCA. Regressões lineares simples foram realizadas entre os fluxos de CO<sub>2</sub> e as variáveis que foram correlacionadas. As análises dos dados foram realizadas usando o programa estatístico SYSTAT 10.0 para Windows.

## Resultados

### Atributos físico-químicos do solo

Os teores de CO no solo foram entre 46% a 51% maiores nas TPI do que nos SA ( $p < 0,05$ ), variando entre 26 a 51 mg g<sup>-1</sup> nas TPI, 22 a 32 mg g<sup>-1</sup> nos ST e 14 a 25 mg g<sup>-1</sup> nos SA (Tabela 1). A % argila nas TPI e ST foi 46% menor do que nos SA ( $p = 0,07$ ); variando entre 8 a 60% de argila nas TPI, 19 a 40 % nos ST e, entre 28 a 77 % nos SA.

**Tabela 1.** Atributos físico-químicos dos solos nas Terras Pretas de Índio, solos de transição e solos adjacentes, na profundidade 0-0,1 m, na Amazônia Central

Tipo solo	C orgânico (mg g <sup>-1</sup> )	Densidade (kg dm <sup>-3</sup> )	Argila (%)	Umidade (%)	Temperatura (°C)
Terra Preta	(a)	(a)	(a)	(a)	(a)
EA	39,0 (±5)	1,1 (±0,1)	60,5 (±3)	21,4 (±7,1)	26,5 (±1,2)
URU	38,0 (±7)	1,2 (±0,1)	7,5 (±1)	15,9 (±1,6)	25,4 (±0,6)
AUT	29,8 (±2)	1,2 (±0,1)	19,3 (±3)	15,8 (±6,0)	25,0 (±1,1)
RP	26,3 (±11)	1,2 (±0,1)	19,0 (±5)	17,4 (±1,7)	25,0 (±1,7)
LG	50,9 (±5)	1,0 (±0,1)	40,5 (±8)	23,6 (±5,7)	26,2 (±0,9)
Solo transição	(b)	(a)	(a)	(a)	(a)
EA	22,2 (±4)	1,4 (±0,1)	19,7 (±3)	17,2 (±3,1)	26,5 (±1,3)
URU	32,4 (±2)	1,1 (±0,1)	25,8 (±1)	16,6 (±4,6)	25,1 (±0,9)
AUT	29,0 (±2)	1,4 (±0,1)	25,5 (±4)	18,2 (±5,6)	25,2 (±0,3)
RP	23,4 (±11)	1,1 (±0,1)	40,0 (±5)	25,9 (±0,8)	23,8 (±3,3)
LG	26,0 (±6)	1,3 (±0,1)	36,0 (±11)	19,9 (±1,5)	25,9 (±0,5)
Solo adjacente	(b)	(a)	(a)	(b)	(a)
EA	24,7 (±3)	0,9 (±0,1)	75,8 (±4)	30,1 (±1,5)	26,0 (±0,6)
URU	24,9 (±3)	0,9 (±0,1)	61,8 (±3)	23,6 (±5,2)	24,3 (±1,1)
AUT	13,8 (±6)	1,0 (±0,1)	77,2 (±1)	30,7 (±4,6)	25,3 (±0,2)
RP	16,2 (±3)	1,1 (±0,1)	32,3 (±8)	23,0 (±1,2)	24,6 (±2,3)
LG	19,6 (±1)	1,4 (±0,0)	27,5 (±3)	21,1 (±4,3)	25,5 (±1,2)
Valor F	13,3**	1,8 <sup>ns</sup>	3,3 <sup>ns</sup>	7,8**	0,5 <sup>ns</sup>

Dados de C orgânico, densidade e % argila são as médias de três réplicas (n=3); a umidade e a temperatura do solo são as médias de 18 réplicas (n=18). Valores entre parêntese são os desvios-padrão. Diferenças entre tratamentos com a mesma letra não são significativas; e valores de F: <sup>ns</sup>Não significativo; \*\* $p < 0,01$  em *Anova Two Way* nos períodos seco e chuvoso.

A temperatura do solo não diferiu entre os tipos de solo ( $p > 0,01$ ), apresentando pouca variação sazonal, sendo em média mais altas na época seca (26°C) e mais baixas na época chuvosa (24°C). A umidade do solo foi maior nos SA, com valores médios de 26% e menor nas TPI e ST ( $p < 0,05$ ), ambos com valores médios de 19%; apresentando variação sazonal ( $p < 0,05$ ), com valores médios de 19% na época seca e 24% na época chuvosa.

### Características bioquímicas do solo

Todas as propriedades bioquímicas do solo avaliadas apresentaram influência da sazonalidade pluviométrica, sendo maiores no período chuvoso e menores no período seco ( $p < 0,01$ ). Entre tanto, os valores médios anuais dos efluxos de CO<sub>2</sub> foram similares nos três tipos de solo estudados ( $p > 0,05$ ), apresentando valores médios de 6,0, 5,3 e 6,2 μmol m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup> nas TPI, ST, e SA respectivamente. O C da biomassa microbiana foi em média 30% maior nas TPI (750,2 μg g solo<sup>-1</sup>) do que nos SA (572 μg g solo<sup>-1</sup>), e ST (524 μg g solo<sup>-1</sup>), porém, as diferenças não foram significativas ( $p > 0,05$ ). A respiração basal foi em média 31% menor nas TPI do que nos SA ( $p < 0,05$ ); o quociente metabólico (qCO<sub>2</sub>) foi 50% menor nas TPI

do que os SA e 33% menor do que os ST ( $p < 0,05$ ). O coeficiente de mineralização (qM) foi em média 63% menor nas TPI do que nos SA e 31% menor que nos ST (Tabela 2).

O fator de correção E, usado para estimar o C da biomassa microbiana que é retido em maior quantidade em solos ricos em C pirogênico, variou entre os tipos de solos; nas TPI de 21 a 53% do  $\delta^{13}\text{C}$  enriquecido a +93‰ na cultura microbiana foi recuperado durante a extração do C, nos ST entre 28 a 49%; e nos SA entre 34 a 66% foi recuperado; foi extraído em média 33% a mais C da biomassa microbiana nos SA do que nas TPI, e 25% a mais do que nos ST, pela re-adsorção da biomassa microbiana no C pirogênico (Liang *et al.*, 2010).

**Tabela 2.** Características bioquímicas do solo e coeficientes microbiológicos nas Terras Preta de Índio, solos de transição e solos adjacentes, na profundidade 0-0,1 m, sob floresta secundária na Amazônia Central

Tipo de solo / Locais	Efluxos de $\text{CO}_2$ ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )	C microbiano ( $\mu\text{g C g}^{-1} \text{ solo}$ )	Respiração basal ( $\mu\text{g CO}_2\text{-C g}^{-1} \text{ solo dia}^{-1}$ )	Quociente metabólico ( $\text{qCO}_2$ ) ( $\mu\text{g CO}_2\text{-C } \mu\text{g BM-C dia}^{-1}$ )	Coefficiente mineralização (qM) ( $\mu\text{g CO}_2\text{-C mg C solo dia}^{-1}$ )
Terra preta	(a)	(a)	(a)	(a)	(a)
EA	4.8	715.5	18.5	0.03	0,47
LG	4.1	553.0	12.1	0.02	0,32
AUT	7.4	1172.5	18.0	0.02	0,60
URU	7.0	744.0	8.6	0.01	0,33
RP	6.8	566.0	16.5	0.03	0,32
Solo transição	(a)	(b)	(a)	(ab)	(a)
EA	3.8	572.5	20.2	0.04	0,92
LG	3.4	474.0	15.8	0.03	0,49
AUT	5.3	564.5	25.0	0.04	0,86
URU	5.6	768.0	18.0	0.02	0,78
RP	6.9	485.0	20.0	0.04	0,77
Solo adjacente	(a)	(b)	(b)	(b)	(b)
EA	6.0	656.5	19.7	0.03	0,79
LG	5.9	425.0	25.3	0.07	1,01
AUT	5.5	456.5	21.0	0.05	1,50
URU	6.6	545.0	21.3	0.04	1,33
RP	7.2	628.0	19.4	0.03	0,97
F value	3.5 <sup>ns</sup>	2.5*	5.0*	4.2*	14.9**

Dados dos efluxos de  $\text{CO}_2$  (respiração das raízes+liteira+microrganismos+fauna do solo) e C da Biomassa microbiana são as médias de dezoito réplicas ( $n=18$ ), e a Respiração basal (respiração dos microrganismos) cinco réplicas ( $n=5$ ). Diferenças entre tratamentos com a mesma letra não são significativas; e valores de F: <sup>ns</sup> Não significativo; \* $p < 0,05$ ; \*\* $p < 0,001$  em Anova Two Way nos períodos seco e chuvoso.

### Produção e estoque de liteira

A produção de liteira foi similar nos diferentes tipos de solo, com produção média anual de 9,2, 8,8 e 8,9  $\text{Mg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$  nas TPI, ST e SA respectivamente; com a média mensal de 0,7  $\text{Mg ha}^{-1}$  nos três tipos de solo. Entretanto, houve variação sazonal significativa ( $p < 0,001$ ), sendo maior a produção no período seco, com pico de produção nos meses de julho e agosto, quando aconteceram as menores precipitações e, menor na época chuvosa. Os estoques de liteira foram similares nos três tipos de solo ( $p > 0,05$ ), com média anual de 3,3  $\text{Mg ha}^{-1}$  nas TPI e SA, e 3,1  $\text{Mg ha}^{-1}$  nos ST; apresentando variação sazonal, com maiores estoques no período seco, e menores no período chuvoso.

O coeficiente de decomposição ( $k_L$ ), o tempo de meia-vida e o tempo necessário para o desaparecimento de 95% da liteira foram similares nos três tipos de solo ( $p > 0,05$ ), apresentando valores que indicam uma rápida decomposição da liteira, demorando em média  $1.1 \pm 0.4$  anos para o desaparecimento de 95% da liteira acumulada sobre a superfície do solo (Tabela 3).

A qualidade da liteira foi avaliada pelo conteúdo de lignina e pela relação C:N, comumente usados como indicadores da qualidade do substrato vegetal. Ambos foram similares entre os três tipos de solo ( $p > 0,05$ ): o percentual de lignina nas TPI teve valores entre 26 a 31% (média de 28%); nas ST entre 26 a 31% (29%) e nos SA variou entre 25 a 33% (29%). A relação C:N variou entre 21 a 38 nas TPI (média de 30), nos ST entre 25 a 52 (36) e nos SA variou entre 21 a 30 com média de 26.

**Tabela 3.** Coeficiente de decomposição da liteira ( $K_L$ ), tempo (anos) necessário para a decomposição de 50% (meia vida) e 95% ( $3/K_L$ ) da liteira, nas Terras Pretas de Índio, solos de transição e adjacentes, na Amazônia Central

Tipo solo / Locais	Produção liteira (Mg ha <sup>-1</sup> ano)	Estoque liteira (Mg ha <sup>-1</sup> média anual)	$K_L$	Meia vida (50%) (anos)		$3/K_L$ (95%)
				-----	-----	
Terra preta	(a)	(a)	(a)	(a)	(a)	(a)
EA	8,3 (±1,7)	3,6 (±0,7)	2,3	0,30	1,3	
LG	12,2 (±1,7)	4,8 (±0,6)	2,6	0,27	1,2	
AUT	8,9 (±1,6)	1,7 (±0,2)	5,2	0,13	0,6	
URU	8,4 (±1,5)	4,3 (±0,5)	2,0	0,35	1,5	
RP	8,4 (±1,6)	2,2 (±0,4)	3,8	0,18	0,8	
Solo transição	(a)	(a)	(a)	(a)	(a)	(a)
EA	7,6 (±1,2)	3,6 (±0,9)	2,1	0,33	1,4	
LG	9,4 (±1,8)	4,4 (±0,8)	2,1	0,33	1,4	
AUT	10,9 (±3,0)	1,7 (±0,1)	6,4	0,11	0,5	
URU	8,5 (±1,3)	3,8 (±0,5)	2,2	0,32	1,4	
RP	7,8 (±1,3)	2,0 (±0,5)	3,9	0,18	0,8	
Solo adjacente	(a)	(a)	(a)	(a)	(a)	(a)
EA	9,4 (±1,2)	3,9 (±0,7)	2,4	0,29	1,3	
LG	9,2 (±1,6)	4,2 (±0,8)	2,2	0,32	1,4	
AUT	9,1 (±2,2)	1,8 (±0,4)	5,0	0,14	0,6	
URU	8,3 (±0,7)	3,7 (±0,6)	2,2	0,32	1,4	
RP	8,0 (±0,9)	2,8 (±0,4)	2,9	0,24	1,0	
Valor F	0,18 <sup>ns</sup>	0,09 <sup>ns</sup>	0,09 <sup>ns</sup>	0,04 <sup>ns</sup>	0,03 <sup>ns</sup>	

Dados de produção de liteira são as médias de doze réplicas (n=12); camada de liteira quatro réplicas (n=4). Valores entre parêntese são os desvios-padrão. Diferenças entre tratamentos com a mesma letra não são significativas. E valores de F: <sup>ns</sup>Não significativo; \*p<0,05 em *Anova One Way*.

#### Fatores controladores da respiração do solo

Para entender quais são os principais fatores responsáveis pela variação nos efluxos de CO<sub>2</sub> nas TPI, ST e SA foi realizada uma análise de componentes principais com os tipos de solo e as variáveis estudadas. Os resultados foram obtidos a partir de dez variáveis e 15 pontos de amostragens. As correlações com valores maiores ou iguais a 0,50 foram considerados contribuidores com maior importância em cada componente (Tabela 4).

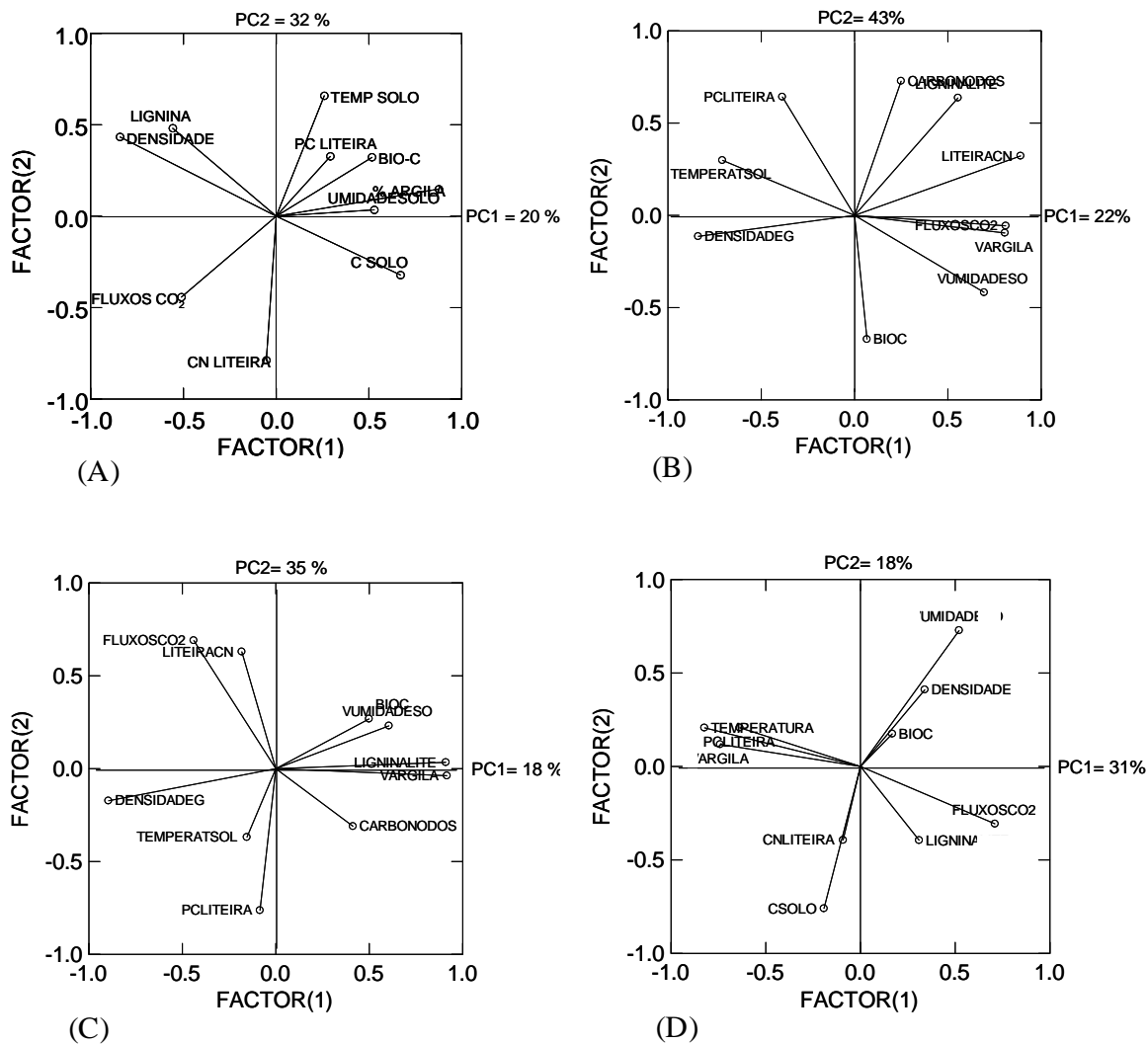
Em regressões lineares múltiplas realizadas entre os fluxos de CO<sub>2</sub> e os valores dos eixos dos três componentes principais, para encontrar os possíveis fatores em comum que influenciam a dinâmica da respiração do solo em todos os tipos de solo estudados, estes foram relacionados significativamente com o componente 1 ( $R^2= 0,33$ ; p<0,001); e os fatores que mais influenciaram a respiração do solo foram: a temperatura do solo ( $R^2= 0,29$ ; p<0,05), a textura do solo ( $R^2= 0,24$ ; p=0,06) e a produção de liteira ( $R^2= 0,27$ ; p=0,09).

**Tabela 4.** Peso de cada variável na análise de componentes principais em Terra Preta de Índio, solo de transição e solo adjacente, na Amazônia Central

Variáveis	Terra Preta		Solo transição		Solo adjacente		Todos os solos	
	PCI	PC2	PCI	PC2	PCI	PC2	PCI	PC2
Efluxos de CO <sub>2</sub>	-0,51	-0,44	0,81	-0,06	-0,44	0,69	0,71	-0,31
C microbiano	0,52	0,32	0,07	-0,67	0,50	0,27	0,17	0,17
Umidade do solo	0,53	0,03	0,69	-0,42	0,61	0,23	0,52	0,73
Temperatura do solo	0,26	0,66	-0,71	0,30	-0,15	-0,37	-0,82	0,21
Produção de liteira	0,29	0,33	-0,39	0,64	-0,08	-0,76	-0,64	0,21
C:N da liteira	-0,05	-0,79	0,89	0,32	-0,18	0,63	-0,09	-0,39
Lignina da liteira	-0,55	0,48	0,55	0,64	0,91	0,03	0,31	-0,39
Textura do solo	0,87	0,15	0,81	-0,09	0,92	-0,04	-0,74	0,12
Densidade do solo	-0,84	0,43	-0,84	-0,11	-0,89	-0,17	0,34	0,41
Carbono do solo	0,67	0,32	0,25	0,73	0,41	-0,31	-0,19	-0,76
Varição explicada (%)	32,0	20,1	43,1	21,9	35,1	18,4	26,9	18,1

Em cada tipo de solo foram plotados somente os componentes PC1 e PC2 (Figura 2), para facilitar a visualização das posições das variáveis no plano, e as possíveis relações entre as variáveis nos três solos estudados.





**Figura 2.** Gráfico de ordenação resultante das relações entre os dados das variáveis definidas pelo componente principal 1 (PC1) e o componente principal 2 (PC2), em função dos solos estudados: (A) Terras Pretas de Índio; (B) Solo de transição; (C) Solo adjacente e (D) todos os tipos de solos, sob floresta secundária, na Amazônia Central.

## Discussão

### *Respiração do solo e conservação do C orgânico*

Os efluxos de  $\text{CO}_2$  (respiração do solo) foram similares entre as TPI e os SA em condições naturais, mesmo com as TPI contendo maior teor de C no solo e maior população microbiana, indicam que estes solos apresentam mecanismos que garantem a conservação do C no solo por mais tempo. Isto é comprovado pelos baixos valores da respiração basal (atividade dos microrganismos), do quociente metabólico ( $q\text{CO}_2$ ) e do coeficiente de mineralização ( $qM$ ), os quais indicaram uma alta eficiência dos microrganismos no uso do C do solo, perdendo menos C na forma de  $\text{CO}_2$  para a atmosfera, significando que estes solos têm maior potencial de conservação de C do solo.

O menor valor de  $q\text{CO}_2$  nas TPI indica que os processos de estabilização da matéria orgânica não são necessariamente mediados pela ação microbiana, mas que existem outros processos controladores (Liang *et al.*, 2010). Provavelmente, devido ao alto conteúdo de C pirogênico, as TPI apresentam baixa mineralização do C (Liang *et al.*, 2008), resultando em baixas taxas de respiração microbiana por unidade de C do solo (La Scala Jr. *et al.*, 2005), o que aumenta a retenção e estabilização da matéria orgânica por longo tempo. Neste estudo, a baixa respiração microbiana provavelmente foi mais influenciada pelas altas quantidades de C pirogênico nas TPI do que pelos fatores ambientais avaliados, porém esta afirmação não foi diretamente investigada.

Outros trabalhos mostram que o tipo de carvão utilizado influencia a população microbiana do solo (Lehmann *et al.*, 2011; Muhammad *et al.*, 2016); além disso, a elevada abundância de microrganismos em fragmentos de carvão, pode indicar que estes utilizam a superfície porosa do carvão como refúgio (O'Neill *et al.*, 2009), ou que aproveitam as moléculas orgânicas que são liberadas do carvão (Luo *et al.*, 2013).

#### *Dinâmica da liteira fina*

O processo de decomposição da liteira fina da floresta nas TPI é similar aos das florestas sobre ST e SA, apresentando uma rápida decomposição nos três tipos de solo, o que indica que as TPI não afetam a dinâmica de decomposição da liteira fina. Estudos realizados nas TPI observaram que o C pirogênico não incentivou a decomposição da matéria orgânica recente adicionada, mesmo com o aumento da população microbiana (Liang *et al.*, 2010); em outros estudos, a aplicação de carvão aumentou a biomassa microbiana, porém, não afetou a decomposição da liteira (Domene *et al.*, 2014), mas resultou em perdas reduzidas na mineralização do C existente no solo (Kimetu & Lehmann, 2010). Por outro lado, um estudo na Amazônia Central, encontrou coeficientes de decomposição da camada de liteira ( $k_L$ ) maiores nas TPI e nos ST do que nos SA (Ribeiro, 2006), atribuindo-se estes resultados à melhor qualidade nutricional da liteira nas TPI.

#### *Fatores controlando a respiração do solo*

Em condições naturais de floresta secundária, a variação sazonal da respiração do solo, tanto nas florestas sobre TPI, ST e SA foi devido ao controle direto que a sazonalidade pluviométrica exerce sobre a temperatura, a umidade do solo e a produção de liteira, que acompanham o regime de chuvas na região. Neste estudo somente foi encontrada uma relação significativa da respiração do solo com a produção de liteira nas TPI e nos SA, porém, a relação com a umidade e temperatura do solo foi encontrada nos ST, o que ressalta a grande importância da umidade nos processos bioquímicos do solo observada em outras pesquisas na Amazônia (Chambers *et al.*, 2004; Sotta *et al.*, 2006). O aumento da umidade do solo no início do período chuvoso estimulou o crescimento e a atividade da população microbiana, possivelmente associada ao C orgânico dissolvido disponibilizado prontamente para os microrganismos, proveniente da camada de liteira que foi acumulada na superfície do solo durante a época seca, isto é sustentado pela maior emissão de CO<sub>2</sub> do solo no período de transição de seca para chuvosa encontrada neste estudo. Desta forma, houve condições favoráveis para a decomposição da liteira acumulada sobre o solo durante o período chuvoso, induzindo à alta mineralização do C e ao aumento dos fluxos de CO<sub>2</sub> para a atmosfera. No entanto, no período seco os processos bioquímicos no solo ficaram limitados pela pouca água disponível, à diminuição da atividade biológica e da produção de CO<sub>2</sub> no solo; e à acumulação da liteira sobre o solo (Luizão *et al.*, 1992; Zanchi *et al.*, 2012).

Os fluxos de CO<sub>2</sub> também foram influenciados pela textura do solo nas TPI e nos SA, sendo menores nos solos mais argilosos; isto pode ser devido ao mecanismo de estabilização da MOS que ocorre pela interação entre a MO e a superfície mineral nas frações de argila (Dick *et al.*, 2005; Bayer *et al.*, 2006), resultando na proteção física dos compostos orgânicos ao ataque microbiano, e às menores taxas de decomposição da MOS e emissões de CO<sub>2</sub> para a atmosfera. Por outro lado, a MO associada às partículas de areia é mais lábil e com maior teor de CO não protegido no solo (Plante *et al.*, 2006), o que a torna mais sujeita à decomposição microbiana. Dessa forma, o CO geralmente aumenta com a diminuição do tamanho das partículas, ou associado à argila é mais estável do que o da areia (Solomon *et al.*, 2002).

O processo de associação entre a MOS e os minerais por sua vez contribuem na formação de microagregados do solo, os quais também beneficiam a proteção física da MOS dentro dos agregados, através de oclusão física em poros, dificultando a sua acessibilidade aos microrganismos e à decomposição (Kinyangi *et al.*, 2006; Lehmann *et al.*, 2007).

Nesse contexto, a proteção física da MOS associada aos minerais e protegida dentro dos microagregados pode ser um importante mecanismo de estabilização da MOS que contribuem no maior tempo de residência do CO nas TPI e nos SA, sendo este tempo dependente da estabilidade dos agregados e dos complexos organo-minerais formados. No entanto, nas TPI é desconhecido o quanto estes mecanismos contribuem no acúmulo diferenciado de altas quantidades de CO estável por longo tempo, e qual é o grau de proteção física da MO em TPI com diferente granulometria. Em pesquisas realizadas por Liang *et al.*, 2008 observaram que a mineralização nas TPI foi similar entre os solos arenosos e argilosos, e ressaltam a importância da recalcitrância química para a estabilidade do CO nas TPI; porém, também observaram maiores proporções de CO na fração organo-mineral comparado aos SA, sugerindo algum grau de estabilização física da MO nestes solos.

## Conclusão

A respiração do solo e a dinâmica da liteira foram influenciadas pela sazonalidade pluviométrica; sendo maior no período chuvoso em todos os solos estudados, sem diferença significativa entre os tipos de solo. No entanto, a menor emissão de CO<sub>2</sub> por unidade de C do solo para a atmosfera e a alta eficiência dos microrganismos no uso do C orgânico nas Terras Pretas de Índio comprovam o maior potencial de conservação do CO destes solos, comparados com os solos adjacentes; contribuindo desta forma, na mitigação das emissões de CO<sub>2</sub> para a atmosfera e do efeito estufa.

Os fluxos de CO<sub>2</sub> foram também influenciados pela textura do solo nas TPI e nos SA, o que indica que os mecanismos de proteção física da matéria orgânica associados aos minerais do solo podem contribuir no maior tempo de residência do CO nestes solos; no entanto, nas TPI é desconhecido o quanto estes mecanismos participam no acúmulo diferenciado de altas quantidades de CO estável por longo tempo. Futuras pesquisas sobre a quantificação da contribuição isolada das emissões de CO<sub>2</sub> provenientes da respiração das raízes das plantas, dos microrganismos do solo e da decomposição da liteira, assim como o conhecimento dos processos que envolvem a estabilização da MOS pelos minerais do solo são necessários para o melhor entendimento da dinâmica da matéria orgânica nas Terras Pretas de Índio.

## Agradecimentos

Este projeto foi financiado pela Division of Environmental Biology of the National Science Foundation (DEB-0425995), através do projeto “Carbon Cycling in Amazonian Forests as affected by Black Carbon” e o apoio logístico nas amostragens fornecido pelo Projeto LBA (MCTI/INPA/INPE/USP). O apoio nas análises laboratoriais foi fornecido pelo Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA) e a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa). Bolsa de estudos concedida pela CAPES.

## Referências bibliográficas

- Anderson, J. P. (1982). Soil Respiration. In: Page AL, Miller RH, Keeney DR (Eds), *Methods of soil analysis*, part 2. American Society of Agronomy, Madison Wisconsin, pp. 831–871.
- Anderson, J. P. & Domsch, K. H. (1993). The metabolic quotient of CO<sub>2</sub> (qCO<sub>2</sub>) as a specific activity parameter to assess the effects of environmental condition, such as pH, on the microbial of forest soil. *Soil Biology and Biochemistry*, 25(3), 393-395. doi: 10.1016/0038-0717(93)90140-7.
- Anderson, J. M. & Ingram, J. S. I. (1993). *Tropical Soil Biology and Fertility: a Handbook of Methods*. CAB International, Wallingford, 221p.
- Barros, E. S. & Fearnside, F. (2016). Soil carbon stock changes due to edge effects in central Amazon forest. *Forest Ecology and Management*, 379, 30-36. doi: 10.1016/j.foreco.2016.08.002.
- Bayer, C. A., Martin-Neto, L. B., Mielniczuk, J. A., Dieckow, J. B., Amado, T. J. C. (2006). C and N stocks and the role of molecular recalcitrance and organomineral interaction in stabilizing soil organic matter in a subtropical Acrisol managed under no-tillage. *Geoderma*, 133, 258–268. doi: 10.1016/j.geoderma.2005.07.012.
- Cerri, C. E., Sparovek, G., Bernoux, M., Easterling, W. E., Melillo, J.M. & Cerri, C. C. (2007). Tropical Agriculture and global warming impacts and mitigation options. *Scientia Agrícola*, 64(1), 83–89. doi: 10.1590/S0103-90162007000100013.
- Chambers, J. Q., Tribuzy, E. S., Toledo, L. C., Crispim, B. F., Higuchi, N., Santos, J., Araújo, A. C., Kuyt, B., Nobre, A. D. & Trumbore, S. (2004). Respiration from a tropical forest ecosystem: Partitioning of source and low carbon use efficiency. *Ecological Application*, 14(4), 72–78. doi: 10.1890/01-6012.
- Day, P. R. (1965). Particle fractionation and particle-size analysis. In: Black CA. (Ed.). *Methods of soil analysis*. Part 1. ASA and SSSA, Madison, WI. pp.545–567.
- Dick, D. P., Gonçalves, C. N., Dalmolin, R. S. D., Knicker, H., Klamt, E., Kögel-Knabner, I., Simoes, M. L. & Martin-Neto, L. (2005). Characteristics of soil organic matter of different Brazilian Ferralsols under native vegetation as a function of soil depth. *Geoderma*, 124, 319-333. doi: 10.1016/j.geoderma.2004.05.008.
- Domene, X., Mattana, S., Hanley, K., Enders, A. & Lehmann, J. (2014). Medium-term effects of corn biochar addition on soil biota activities and functions in a temperate soil cropped to corn. *Soil Biology and Biochemistry*, 72, 152-162. doi: 10.1016/j.soilbio.2014.01.035.
- Dommergues, Y. (1960). La notion de coefficient de minéralisation du carbone dans lessols. *L'AgronomieTropicale*. 15, 54–60.
- Embrapa Centro Nacional de Pesquisa de Solos. (1997). *Manual de métodos de análise de solo*. Embrapa, 2<sup>a</sup> ed. Rio de Janeiro, RJ. 246p.

- Feigl, B. J., Sparling, G. P., Ross, D. J. & Cerri, C. C. (1995). Soil microbial biomass in amazonian soils: evaluation of methods and estimates of pool sizes. *Soil Biology and Biochemistry*, 27, 1467-1472. doi: 10.1016/0038-0717(95)00063-K.
- Glaser, B., Balashov, E., Haumaier, L., Guggenberger, G. & Zech, W. (2000). Black carbon in density fractions of anthropogenic soils of the Brazilian Amazon region. *Organic Geochemistry*, 31, 669-678. doi: 10.1016/S0146-6380(00)00044-9.
- Glaser, B. & Birk, J. J. (2012). State of the scientific knowledge on properties and genesis of anthropogenic Dark Earths in Central Amazonia (Terra Preta de Índio). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 82, 39-51. doi: 10.1016/j.gca.2010.11.029.
- Hamer, U., Marschner, B., Brodowski, S. & Amelung, W. (2004). Interactive priming of black carbon and glucose mineralization. *Organic Geochemistry*, 35, 823-830. doi: 10.1016/j.orggeochem.2004.03.003.
- Jackson, M. L. (1958). Nitrogen determinations for soil and plant tissue. In: Jackson ML (Ed.). *Soil chemical analysis*. Englewood Cliffs, Prentice Hall, pp.183-204.
- Jenkinson, D.S. & Polwson, D. S. (1976). The effect of biocidal treatment on metabolism in soil. A method of measuring soil biomass. *Soil Biology and Biochemistry*, 8(3), 209-213. doi: 10.1016/0038-0717(76)90005-5.
- Jorio, A., Ribeiro-Soares, J., Cançado, L. G., Falcão, N. P. S., Santos, H. F., Baptista, D. L., Martins Ferreira, E. H., Archanjo, B. S. & Achete C. A. (2012). Microscopy and spectroscopy analysis of carbon nano structures in highly fertile Amazonian anthrosoils. *Soil & Tillage Research*, 122, 61-66. doi: 10.1016/j.still.2012.02.009.
- Kämpf, N., Woods, W. I., Sombroek, W., Kern, D. C. & Cunha, T. J. F. (2003). Classification of Amazonian Dark Earths and other ancient anthropic soils. In: Lehmann, L., Kern, D. C., Glaser, B. & Woods, W. I. (Eds.), *Amazonian Dark Earths: Origin, Properties, Management*. The Netherlands, Kluwer Academic Publishers. pp. 77-102.
- Kern, D. C. & Kämpf, N. (1989). Antigos Assentamentos indígenas na formação de solos com terra preta arqueológica na região de Oriximina, Pará. *Revista Brasileira de Ciência de Solo*, 13, 219-225.
- Kimetu, J.M., & Lehmann, L. (2010). Stability and stabilisation of biochar and green manure in soil with different organic carbon contents. *Australian Journal of Soil Research*, 48, 577-585. doi: 10.1071/SR10036.
- Kinyangi, J., Solomon, D., Liang, B., Lerotic, M., Wirick, S., Lehmann, J. (2006). Nanoscale biogeochemical complexity of the organo-mineral assemblage in soil: application of STXM microscopy and C 1s-NEXAFS spectroscopy. *Soil Science Society of America Journal*, 70, 1708-1718. doi: 10.2136/sssaj2005.0351.
- La Scala Jr. N., Lopes, A., Panosso, A. R., Camara, F. T. & Pereira, G. T. (2005). Soil CO<sub>2</sub> efflux following rotary tillage of a tropical soil. *Soil and Tillage Research*, 84(2), 222-225. doi: 10.1016/j.still.2004.11.004.
- Lehmann, J., Silva, Jr. J. P., Steiner, C., Nehls, T., Zech, W. & Glaser, B. (2003). Nutrient availability and leaching in an archaeological Anthroisol and a Ferralsol of the Central Amazon basin: fertilizer, manure and charcoal amendments. *Plant and Soil*, 249, 343-357. doi: 10.1023/A: 1022833116184.
- Lehmann, J., Kinyangi, J., Solomon, D. (2007). Organic matter stabilization in soil microaggregates: implications from spatial heterogeneity of organic carbon contents and carbon forms. *Biogeochemistry*, 85, 45-57. doi: 10.1007/s10533-007-9105-3.
- Lehmann, J., Rillig, M. C., Thies, J., Masiello, C. A., Hockaday, W. C. & Crowley, D. (2011). Biochar effects on soil biota—A review. *Soil Biology and Biochemistry*, 43, 1812-1836. doi: 10.1016/j.soilbio.2011.04.022.
- Liang, B., Lehmann, J., Solomon, D., Kinyangi, J., Grossman, J., O'Neill, B., Skjemstad, J. O., Thies J., Luizão, F. J., Petersen, J. & Neves E. G. (2006). Black carbon increases cation exchange capacity in soils. *Soil Science Society American Journal*, 70, 1719-1730. doi: 10.2136/sssaj2005.0383.
- Liang, B., Lehmann, J., Solomon, D., Sohi, S., Thies, J. E., Skjemstad, J. O., Luizão, F. J., Engelhard, M. H., Neves, E. & Wirick, S. (2008). Stability of biomass-derived black carbon in soils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 6069-6078. doi: 10.1016/j.gca.2008.09.028.
- Liang, B., Lehmann, J., Sohi, S., Thies, J. E., O'Neill, B., Trujillo, L., Gaunt, J., Solomon, D., Grossman, J., Neves, E. G. & Luizão, F. J. (2010). Black carbon affects the cycling of non-black carbon in soil. *Organic Geochemistry*, 41, 206-213. doi: 10.1016/j.orggeochem.2009.09.007.
- Lima, H. N., Schaefer, C. E. S., Kämpf, N., Costa, M. L. & Souza, K. W. (2009). Características químicas e mineralógicas e a distribuição de fontes de fósforo em Terras Pretas de Índio da Amazônia Ocidental.

- In: Teixeira, W. G., Kern, D. C., Madari, B. E., Lima, H. N. & Woods, V. W. (Eds), *As Terras Pretas de Índio da Amazônia: sua caracterização e uso deste conhecimento na criação de novas áreas*. Manaus, Embrapa Amazônia Ocidental, 420p.
- Luizão, F. J. (2007). Ciclos de nutrientes na Amazônia: resposta às mudanças ambientais e climáticas. *Ciência e Cultura*, 59(3), 31-36.
- Luizão, R. C. C., Bonde, T. A. & Rosswall, T. (1992). Seasonal variation of soil microbial biomass – the effects of clear felling a tropical rainforest and establishment of pasture in the central Amazon. *Soil Biology and Biochemistry*, 24(8), 805–813. doi: 10.1016/0038-0717(92)90256-W.
- Luo, Y. & Zhou, X. (2006). *Soil Respiration and the Environment*. Academic Press/Elsevier, San Diego, CA. 316p.
- Luo, Y., Durenkamp, M., Nobili, M., Lin, Q., Devonshire, B. J. & Brookes, P. C. (2013). Microbial biomass growth, following in incorporation of biochars produced at 350°C or 700°C, in a silty-clay loam soil of high and low pH. *Soil Biology and Biochemistry*, 57, 513–523. doi: 10.1016/j.soilbio.2012.10.033.
- Meir, P., Grace, J., Miranda, A. & Lloyd, J. (1996). Soil respiration in Amazônia and in cerrado in central Brazil. In: Gash, J. H. C., Nobre, C.A., Roberts, J. M. & Victoria, R. L. (Eds), *Amazon Deforestation and Climate*, John Wiley and Sons, Chichester, UK, pp. 319-330.
- Muhammad, N., Brookes, P. C. & Wu, J. (2016). Addition impact of biochar from different feed stocks on microbial community and available concentrations of elements in a Psammaquent and a Plinthudult. *Journal of soil science and plant nutrition*, 16(1), 137-153. doi: 10.4067/S0718-95162016005000010.
- Novotny, E. H., Freitas, C. M. B., Carvalho, M. T. & Madari, B. E. (2015). Biochar: pyrogenic carbon for agricultural use - a critical review. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 39, 321-344. doi: 10.1590/01000683rbc20140818.
- Olson, J. S. (1963). Energy storage and the balance of producers and decomposers in ecological systems. *Ecology* 44:322-331.
- O'Neill, B., Grossman, J. M., Tsai, M. T., Gomes, J. E., Lehmann, J., Peterson, J., Neves, E. & Thies, J. E. (2009). Bacterial community composition in Brazilian anthrosols and adjacent soils characterized using culturing and molecular identification. *Microbial Ecology*, 58, 23–35. doi: 10.1007/s00248-009-9515-y.
- Paul, S., Flessa, H., Veldkamp, E. & López-Ulloa, M. (2008). Stabilization of recent soil carbon in the humid tropics following land use changes: evidence from aggregate fractionation and stable isotope analyses. *Biogeochemistry*, 87, 247–263. doi: 10.1007/s10533-008-9182-y.
- Plante, A. F., Conant, R. T., Stewart, C. E., Paustian, K. & Six, J. (2006). Impact of Soil Texture on the Distribution of Soil Organic Matter in Physical and Chemical Fractions. *Soil Science Society of America*, 70, 287–296. doi: 10.2136/sssaj2004.0363.
- Pell, M. S. J. & Granhall, U. (2006). Soil Respiration. In: Bloem, J., Hopkins, D. W. & Benedetti, A. (Eds). In: *Microbial Methods for Assessing Soil Quality*. CABI Publishing, Oxfordshire, UK. pp. 117-126.
- Rasid, M. M., Chowdhury, N. & Osman, K. T. (2016). Effects of Microbial Biomass and Activity on Carbon Sequestration in Soils under Different Planted Forests in Chittagong, Bangladesh. *International Journal of Agriculture and Forestry*, 6(6), 197-205. doi: 10.5923/j.ijaf.20160606.01.
- Rezende, E. I. P., Angelo, L. C., dos Santos, S. S. & Mangrich, A. S. (2011). Biocarvão (Biochar) e Sequestro de Carbono. *Revista Virtual de Química*, 3(5), 426-433. doi: 10.5935/1984-6835.20110046.
- Ribeiro, G. (2006). *Produção e teor de nutrientes da liteira fina de capoeiras em Terra Preta de Índio e solos adjacentes*. Dissertação de mestrado, INPA, Manaus. 98p.
- Ribeiro, M. N. G. & Adis, J. (1984). Local rainfall variability, a potential bias for bioecological studies in Central Amazon. *Acta Amazônica*, 14(1/2): 159-174.
- Schellekens, J., Almeida-Santos, T., Macedo, R. S., Buurman, P., Kuyper, T. W. & Vidal-Torrado, P. (2017). Molecular composition of several soil organic matter fractions from anthropogenic black soils (Terra Preta de Índio) in Amazonia—A pyrolysis-GC/MS study. *Geoderma*, 288, 154-165. doi: 10.1016/j.geoderma.2016.11.001.
- Smith, N. J. H. (1980). Anthrosols and human carrying capacity in Amazonia. *Annals of the Association of American Geographers*, 70, 553–566. doi: 10.1111/j.1467-8306.1980.tb01332.x.
- Solomon, D., Fritzsche, F., Tekaling, M., Lehmann, J., Zech, W. (2002). Soil organic matter composition in the subhumid Ethiopian Highlands as influenced by deforestation and agricultural management. *Soil Science Society of America Journal*, 66, 68-82.
- Sotta, E. D., Veldkamp, E., Guimarães, B. R., Paixão, R. K., Ruivo, M. L. P. & Almeida, S. S. (2006). Landscape and climatic controls on spatial and temporal variation in soil CO<sub>2</sub> efflux in na Eastern

- Amazonian rain forest, Caxiuanã, Brazil. *Forest Ecology and Management*, 237, 57-64. doi: 10.1016/j.foreco.2006.09.027.
- Souza, J. L., Prezotti, L. C. & Guarçoni, M. A. (2012). Potencial de sequestro de carbono em solos agrícolas sob manejo orgânico para redução da emissão de gases de efeito estufa. *Adesia (Arica)*, 30, 7-15. doi: 10.4067/S0718-34292012000100002.
- Stotzky, G. (1965). Microbial respiration. In: Black, C.A.(Ed). *Methods of soil analysis*. Madison, American Society of Agronomy, 2, 1550-1570.
- Teixeira, L. B. & Bastos, J. B. (1989). Nutrientes nos solos de floresta primária e pastagem de Brachiaria húmidícola na Amazônia Central. *Boletim de Pesquisa*, 98, CPATU, Belém, 31p.
- Trumbore, S. E., Davidson, E. A., Camargo, P. B., Nepstad, D. C., Martinelli, L. A. (1995). Below ground cycling of carbon in forests and pastures of eastern Amazonia. *Global Biochemical Cycles*, 9, 515-528. doi: 10.1029/95GB02148.
- Trumbore, S. & Camargo, P. B. (2009). Soil carbon dynamics. In: Keller M, Bustamante M, Gash J, Dias PS (Eds). *Amazonia and Global Change*. Washington: American Geophysical Union, pp. 451-462.
- Van, Soest, P. J. (1963). Use of detergents in the analysis of fibrous feeds. A rapid method for determination of fiber and lignin. *Journal of the Association of official Agricultural Chemists*. 46, 829-835.
- Vance, E. D., Brookes, P. C. & Jekinson, D. J. (1987). An extraction method for measuring soil microbial biomass C. *Soil Biology and Biochemistry*, 19(6), 703-707. doi: 10.1016/0038-0717(87)90052-6.
- Valentini, C. M. A., Sanches, L., Paula, S. R., Vourlitis, G. L., Nogueira, J. Jr. O. B. P. & Lobo, F. A. (2008). Soil respiration and above ground litter dynamics of a tropical transitional forest in northwest Mato Grosso, Brazil. *Journal of Geophysical Research*, 113, 1-11. doi: 10.1029/2007JG000619.
- Villela, D. M., Mattos, E. A., Pinto, A. S., Vieira, A. S. & Martinelli, L. A. (2012). Carbon and nitrogen stock and fluxes in coastal Atlantic Forest of southeast Brazil: potential impacts of climate change on biogeochemical functioning. *Brazilian Journal Biology*, 72(1), 1-10. doi: 10.1590/S1519-69842012000400003.
- Wardle, D. A., Nilsson, M. C. & Zackrisson, O. (2008). Fire-derived charcoal causes loss of forest humus. *Science*, 320, 629. doi: 10.1126/science.115496.
- Weng, Z. H., Zwieten, L. V., Singh, B. P., Tavakkoli, E., Joseph, S., Macdonald, L. M., Rose, T. J., Rose, M. T., Kimber, S. W. L., Morris, S., Cozzolino, D., Araújo, J. R., Archanjo, B. S., Cowie, A. (2017). Biochar built soil carbon over a decade by stabilizing rhizo deposits. *Nature Climate Change*. 7, 371-376. doi: 10.1038/nclimate.3276.
- Witt, C., Gaunt, J. L., Galicia, C. C., Ottow, J. C. & Neue, H. (2000). A rapid chloroform-fumigation extraction method for measuring soil microbial biomass carbon and nitrogen in flooded rice soils. *Biology and Fertility of Soils*, 30, 510-519. doi: 10.1007/s003740050030.
- Woolf, D. & Lehmann, J. (2012). Modelling the long-term response positive and negative priming of soil organic carbon by black carbon. *Biogeochemistry*, 111, 83-95. doi: 10.1007/s10533-012-9764-6.
- Zanchi, F. B., Waterloo, M. J., Kruijt, B., Kesselmeier, J., Luizão, F. J., Manzi, A. O. & Dolman, A. J. (2012). Soil CO<sub>2</sub> efflux in central Amazonia: environmental and methodological effects. *Acta Amazonica*, 42, 173-84. doi: 10.1590/S0044-59672012000200001.