

A determinação das concentrações do carbono orgânico dissolvido (COD) foi realizada em analisador de Carbono Orgânico Total (Shimadzu, modelo TOC 5000A). O princípio analítico é o mesmo descrito acima, isto é, detecção de CO<sub>2</sub> por infravermelho dispersivo. Neste caso a amostra é queimada à 680°C e o CO<sub>2</sub> gerado era quantificado.

## **RESULTADOS E DISCUSSÃO**

### **SAZONALIDADE**

A Figura 4 apresenta a precipitação média anual durante o período de janeiro/2007 a abril/2008. Observa-se que a distribuição das chuvas segue a mesma tendência em todas as áreas. No período chuvoso (janeiro a maio) de 2007 a área de floresta primária apresentou um maior índice pluviométrico (455,20 mm), seguido das áreas de pastagem e SAF/Capoeira com 389,75 mm e 271,1 mm, respectivamente, nos meses de abril e maio. O ano de 2008 apresentou maiores índices pluviométricos apresentando os maiores índices no mês de fev/2008 na área de pastagem com 521,75 mm e 469,20 mm nas áreas de SAF/Capoeira. A área de floresta apresentou o maior índice no mês de abril/2008 (419,60 mm) coincidindo com o ano de 2007. No período seco (setembro e outubro) os menores índices pluviométricos foram de 80,4 mm (Floresta), 66,25 mm (Pastagem) e 113,5 mm (SAF/Capoeira). Na transição chuvoso-seco (junho, julho e agosto) a área de floresta, pastagem e SAF/Capoeira apresentaram 263,8 mm 221,75 mm e 211 mm, respectivamente, enquanto que na transição seco-chuvoso (novembro e dezembro) os maiores índices de chuva foram na floresta (315 mm) seguido da áreas de SAF/Capoeira (204,7 mm) e Pastagem (199,5 mm).

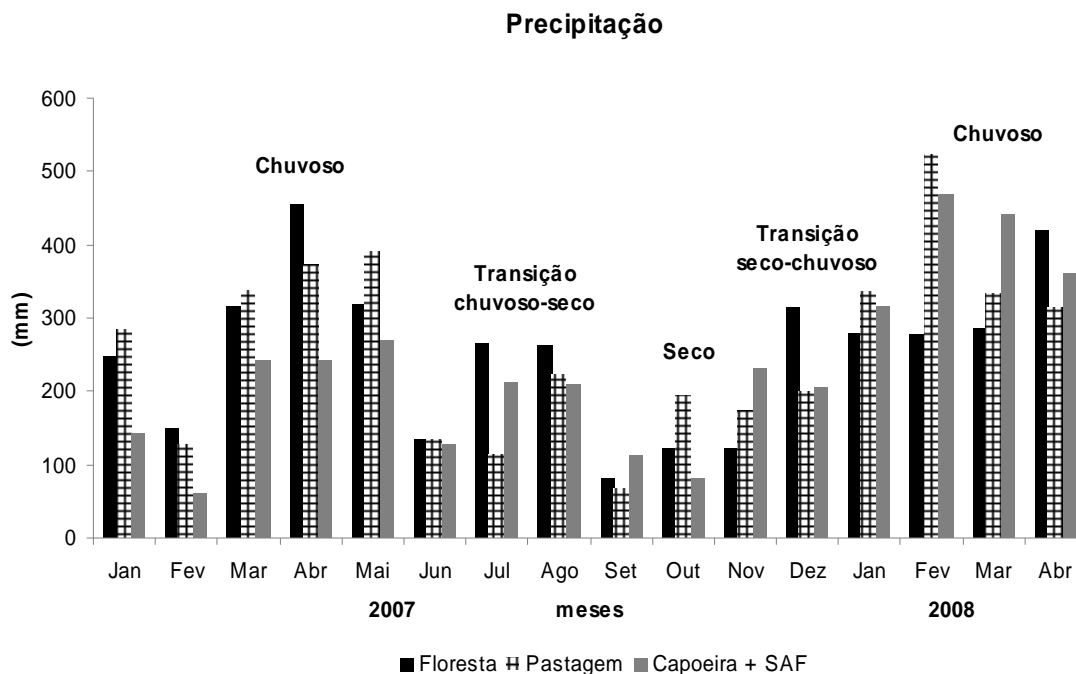


Figura 4. Gráfico demonstrativo da precipitação durante o período estudado.

### **Carbono orgânico dissolvido (COD) em solos da Amazônia sob diferentes sistemas de uso da terra (SUT)**

As Figuras 5 a 7 apresentam a dinâmica do COD em diferentes sistemas de uso da terra (SUT) como Floresta Primária, Pastagem, Sistema Agroflorestal e Capoeira. Os resultados obtidos demonstram diferenças nas concentrações de COD entre os diferentes SUT e em profundidade, identificando-se três camadas distintas: 0-40cm (superficial), 40cm-100cm (intermediária) e 100cm-200cm (subsuperficial). McClain et al., 1997 afirmam que existe grande diferença nas concentrações da matéria orgânica dissolvida em águas do solo, principalmente devido às diferenças na textura e na química do solo. Na área de floresta primária (Figuras 5 A, B e C), constata-se que o COD sofre uma maior modificação na camada superficial de 0-40 cm. Nessa camada o COD variou de: 1,3 a 15,5 mg L<sup>-1</sup> (Latosolo) (Figura 5A) e 2,2 a 15,0 mg L<sup>-1</sup> (Argissolo) (Figura 5B), não havendo uma variação nas concentrações entre os solos sob platô e encosta como encontrados em outros estudos (Neu, 2005).

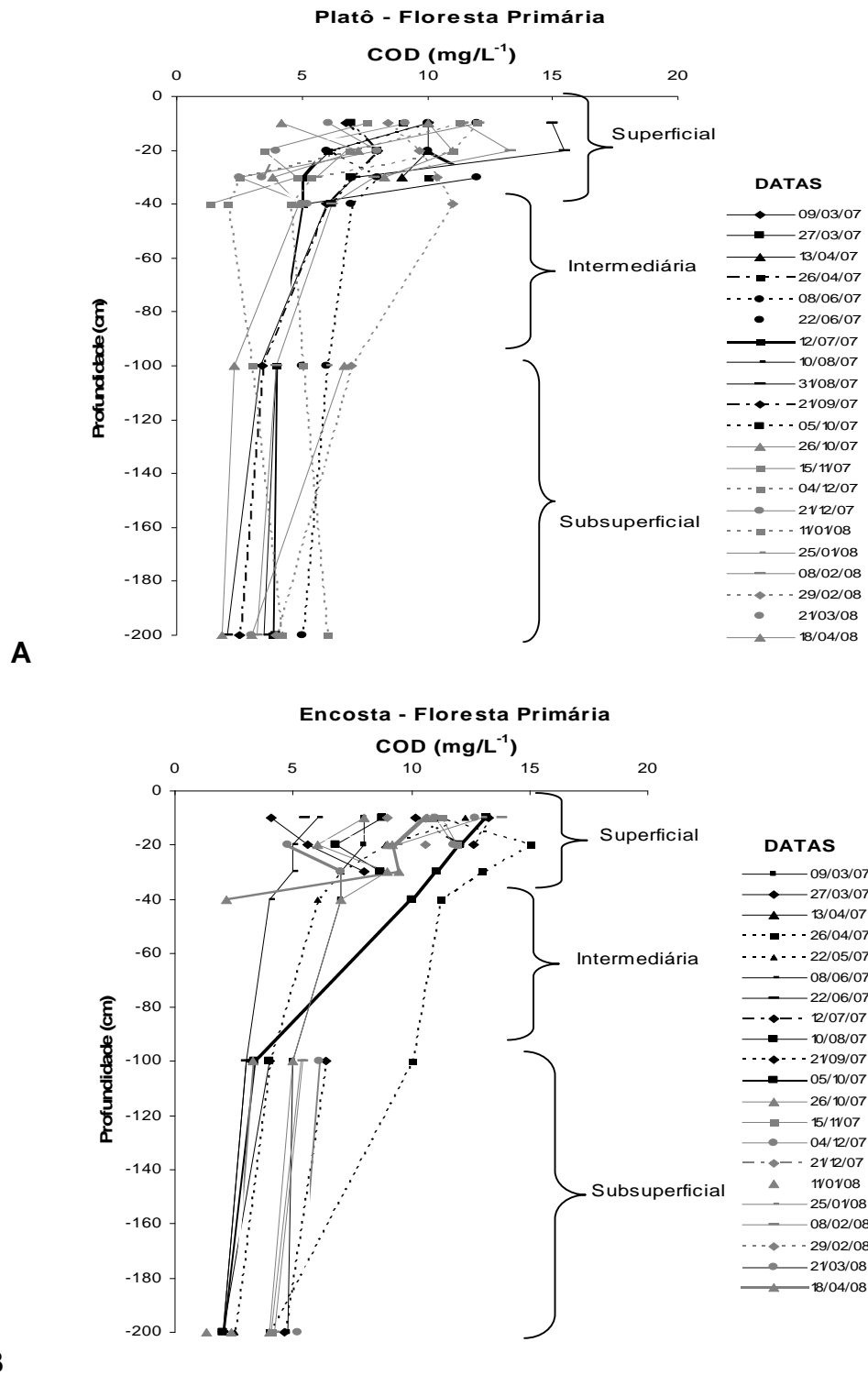


Figura 5. Dinâmica do COD até 2m de profundidade em solos de textura argilosos (A) e média (B) em função de gradiente topográfico.

A maior variação encontrada na camada (0-40cm) pode ser em decorrência da atividade biológica, decomposição da liteira, sistema radicular proporcionando maior eficiência no transporte de carbono. O carbono orgânico particulado também contribui significativamente através do material detritico (necromassa), que é, na maioria dos casos, rapidamente mineralizado havendo um pool de carbono dissolvido. Concentrações mais elevadas de COD, a 40 cm de profundidade também foram encontradas sob solos de pastagem (Figura 6), SAF (Figura 7A) e Capoeira (Figura 7B).

A pastagem apresentou o COD na faixa de 2,0 a 14,6 mg L<sup>-1</sup>, assemelhando-se a área de floresta devido a grande taxa de reposição do carbono na superfície pela atividade do sistema radicular das gramíneas mantém o COD elevado. As concentrações de COD no SAF (3,8 a 24,8 mg L<sup>-1</sup>) Capoeira (3,2 a 23 mg L<sup>-1</sup>) foram superiores aos encontrados na área de floresta primária. A diversidade da qualidade da liteira produzida, a produção de resíduos orgânicos em diferentes épocas do ano, a macroporosidade do solo pela ação do sistema radicular na superfície das espécies cultivadas do SAF e Capoeira são parâmetros que contribuem para esses resultados. Sabe-se que a rotação de cobertura tem muitos efeitos no C, N do solo e no COD devido as diferenças na qualidade e quantidade dos resíduos da cobertura (Lorenz & Lal, 2005).

A camada intermediária de COD identificada na floresta primária na profundidade de 40-100 cm, apresentando variações no COD entre 4 a 11 mg L<sup>-1</sup> (Latosolo;floresta) (Figura 5A) e 2 a 10 mg L<sup>-1</sup> (Argissolo;floresta) (Figura 5B), reduzindo quando comparado com a superfície. A camada de 100-200 cm apresentou valores na ordem de 1,8 a 6,0 mg L<sup>-1</sup> (Latosolo;floresta) e de 1,3 a 10,0 mg L<sup>-1</sup>(Argissolo;floresta) Nessas camadas a maior proteção do carbono e retenção da água do solo faz com que o COD se movimente lentamente.

A área de baixio apresentou uma dinâmica diferente das outras posições topográficas na área de floresta primária. As concentrações foram mais elevadas, estabelecendo-se uma camada superficial entre 0-20 cm (27,1 a 50,6 mg/L<sup>-1</sup>), camada

intermediária entre 20-40cm (28,3 a 51,8 mg L<sup>-1</sup>) e subsuperficial entre 40-60 cm (22,3 a 59,5 mg L<sup>-1</sup>) (Figura 5C). As concentrações de COD sob solos arenosos foram elevadas devido a quantidade de liteira existente sobre o solo, baixa capacidade de adsorção desses solos, tornando o COD prontamente disponível para a solução do solo. Observou-se uma camada de liteira de 25 cm sobre o solo. Essa camada tem a capacidade de acumular carbono e nutrientes para serem absorvidos pelas plantas e disponibilizar ao longo do perfil através da lixiviação. A manutenção das concentrações altas em profundidade (Figura 5C) é explicado devido a ação do lençol freático fazendo com que haja um enriquecimento de carbono oriundo do horizonte espódico que libera o carbono acumulado via o aumento do nível do igarapé no período de cheia.

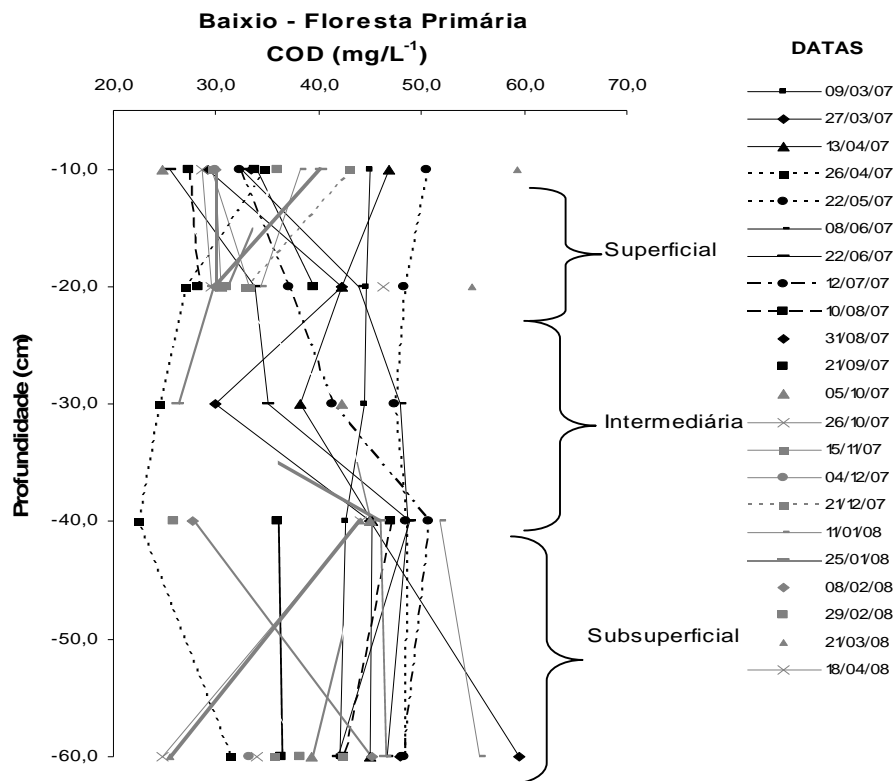
Os teores de COD nas camadas de 40-200 cm em pastagem (2 a 10 mg L<sup>-1</sup>) (Figura 6), Sistemas Agroflorestais (4 a 18,8 mg L<sup>-1</sup>) (Figura 7A) e Capoeira (7 A 14,4 mg L<sup>-1</sup>) (Figura 4B) diminuíram em profundidade, obtendo-se a mesma tendência na área de floresta primária (Figura 5A e B). O COD diminui geralmente com profundidade devido a retenção pela superfície do solo, sendo adsorvido da solução do solo (Lilienfein et al., 2004). Os fluxos de COD decrescem com a profundidade do solo, sendo que a sorção do COD pela matriz do solo tem provavelmente conduzido a grande estoque de C, especialmente na zona de ação das raízes (Schwendenmann & Veldkamp, 2005).

Essa diminuição pode ser atribuída a baixa disponibilidade de exsudados orgânicos nessas camadas coincidindo com os estudos realizados por (Fiedler & Kalbitz, 2003) e Schwesig et al. (2003). Entretanto, em alguns períodos do ano (Figuras 5 a 7) o COD se apresenta elevado, mantendo-se semelhante nas camadas superiores ou até mesmo não sofrendo grande alteração. Por outro lado, Neu (2005) obteve um aumento do COD em profundidade em área de floresta, reflorestamento e floresta secundária, justificando ser devido a capacidade das raízes em transportar carbono. Os valores das concentrações de COD obtidas diferem de estudos já realizados, sendo superiores aos observados em outros ambientes de floresta e formas de utilização de solos na Amazônia.

Dessa forma, percebe-se que o COD sofre variação espacial e que a argila pode não ser o componente mais importante que rege a disponibilidade COD no solo. A ação das raízes em profundidade, a ação das plantas e estruturação do solo podem desempenhar grande influencia nas concentrações de COD. Além disso, os tipos de vegetação e a matéria orgânica que retorna ao solo são os fatores que determinam o aumento e composição da MOD (Qualls et al., 2000).

A diversidade de espécies e a qualidade da MOD sob a floresta é determinada pelas espécies dominantes (Kuiters, 1993). A diversidade dos SAFs na Amazônia contribuiu para a manutenção das altas concentrações de COD obtidas neste estudo (Figuras 7 A e B). Outros demonstram que os compostos orgânicos são derivados da degradação da biota, das raízes e dos exsudado de micorriza (van Hees et al., 2005), sendo transportado por: precipitação proveniente da atmosfera, lavagem através da vegetação, infiltração do nos horizontes do solo, percolação através do horizonte mineral, exsudatos de raízes, metabolismo primário e secundário dos microorganismos (Peterseon-Aitkenhead; McDowell; Neff, 2003).

Os fluxos e concentrações de COD decrescem significativamente com a percolação da água. Há uma grande variabilidade nos teores de COD entre os ambientes. A grande variância na concentração de COD em horizontes minerais pode ser atribuída aos processos de adsorção/dessorção do solo. Um comprovação dessa variabilidade pode ser observada em horizontes minerais em solos de campina (McClain et al., 1997) alcançando concentrações de 35,9 mg L<sup>-1</sup> a 38 mg L<sup>-1</sup> em solos arenosos de campina/campinarana. Outras pesquisas descrevem variações nas concentrações de COD em lençóis freáticos entre 7 a 22 vezes. Da mesma forma, concentrações em rios tributários do Rio Negro expressaram valores entre 2,7 mg L<sup>-1</sup> a 20,6 mg L<sup>-1</sup> (Kuchler et al., 2000), outros expressam valores entre 10,7 a 13,8 mg L<sup>-1</sup> em experimentos realizados em 2002/2003 (Waterloo et al., 2006) ou entre 7 a 13 mg L<sup>-1</sup> (Moreira-Turcq et al., 2003). Fatores como efeitos de escala (temporal x espacial), variação na precipitação e sua ocorrência, diferenças entre os ambientes, podem explicar as variações encontradas.



C

Figura 5. Dinâmica do COD até 60 cm de profundidade em solos arenosos em função de gradiente topográfico.

Uma outra razão para a obtenção de concentrações mais elevadas de COD no presente estudo é que a forma de uso do solo é fator importante no controle do estoque de matéria orgânica no solo, interferindo na quantidade e qualidade da entrada da liteira, a taxa de decomposição da liteira e os processos de estabilização da matéria orgânica no solo (Shepherd et al., 2001), proporcionando níveis mais elevados nas concentrações, sendo observado com maior evidencia nos ambientes de SAF (Figura 7A) e Capoeira (Figura 7B).

Os resultados demonstram maiores concentrações de COD em áreas de SAF > Capoeira > Floresta > Pastagem (Figuras 5 a 7). Apesar de grande parte do COD ser considerado derivado da matéria orgânica mineralizada com uma taxa lenta da incorporação das fontes recentemente depositadas (Karlton et al., 2005), os SAF Capoeira

(com  $\pm 17$  anos de implantação) superaram a produção de COD da floresta primária. Isso demonstra a capacidade desses sistemas de uso da terra em recuperar carbono e manter disponível no sistema solo-planta. A sua cobertura vegetal e exsudatos de raízes produzidos podem ter sido a principal fonte de elevação desse COD sobre esses dois ambientes. As características químicas do solo também podem ter influenciado. O processo de derrubada e queima dessas áreas causam uma mudança no pH do solo, reduz o alumínio e aumenta a concentração de nutrientes.

A qualidade dos resíduos vegetais em cada ambiente parece ter sido um importante regulador do COD nos ambientes de SAF e Capoeira (Figuras 7 A e B), sendo determinado pelo tipo de crescimento da vegetação sobre o solo, pela liteira do ecossistema (Chantgny, 2003). A renovação contínua da liteira na superfície do solo aliado aos diferentes sistemas radiculares em profundidade fizeram com que o COD nesses dois ambientes superassem a floresta primária (Figura 5 A e B).

A manutenção das concentrações de COD em profundidade (Figura 7A,B) comparado com floresta (Figura 5A,B) e pastagem (Figura 6) permitem inferir que a biomassa subterrânea possa translocar MOD para os horizontes subsuperficiais do solo, e a presença das raízes faz com que o COD não seja diretamente adsorvido e imobilizado pelas partículas do solo. Por outro lado, outras pesquisas enfatizam que a cobertura vegetal não interfere no COD a 105 cm de profundidade (Wright et al., 2007).

Em geral as concentrações de COD variam em função do tipo de vegetação, sendo que o COD em solos de floresta > solos temperados > solos arados (Haynes, 2000). Solos sob agricultura demonstram valores variando de 0 a 70 mg L<sup>-1</sup>. Muitos estudos tem comparado o COD sob floresta com solos agricultáveis, confirmando-se que em solos florestais a produção é maior, demonstrando maiores teores do que nos horizontes A de solos arados (Khomutova et al., 2000). Os mecanismos responsáveis pelas diferenças entre a floresta e solos agriculturáveis não tem sido claramente identificados. Entretanto, infere-



se que os fungos tem uma significativa contribuição na taxa de produção de COD em área de floresta quando comparado com áreas agricultáveis (Moller et al., 1999).

Por outro lado, Quideau & Bockheim (1997) sugerem que concentrações elevadas de ácidos orgânicos presentes sob solos em reflorestamentos não são diretamente produzidos pela cobertura das árvores, mas originados pela degradação da liteira das árvores. Em solos arados os freqüentes distúrbios causados pelo manejo, revolvimento e fertilização são fatores de impedimento para a formação de complexos organo-metálicos (Delprat et al., 1997).

Alto conteúdo de lignina e a relação C:N na liteira de solos sob floresta podem ser fatores que explicam as diferenças entre esses ecossistemas (Chantigny, 2003). A conversão de áreas de floresta para agricultura implica no corte-limpeza e incorporação de resíduos orgânicos nos horizontes minerais do solo. Alguns estudos salientam flutuações nas concentrações na MOD sob áreas de corte-limpeza e uma mobilização inicial de COD a uma taxa de 10 a 150 mg L<sup>-1</sup> (Qualls et al., 2000).

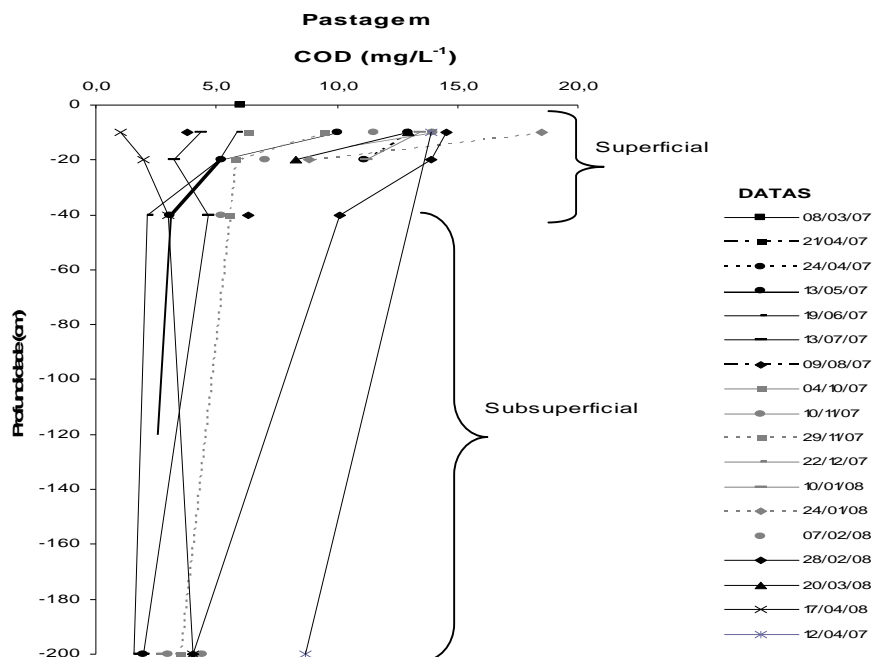


Figura 6. Dinâmica do COD até 2,0 cm de profundidade em solos de textura argilosa sob pastagem manejada.

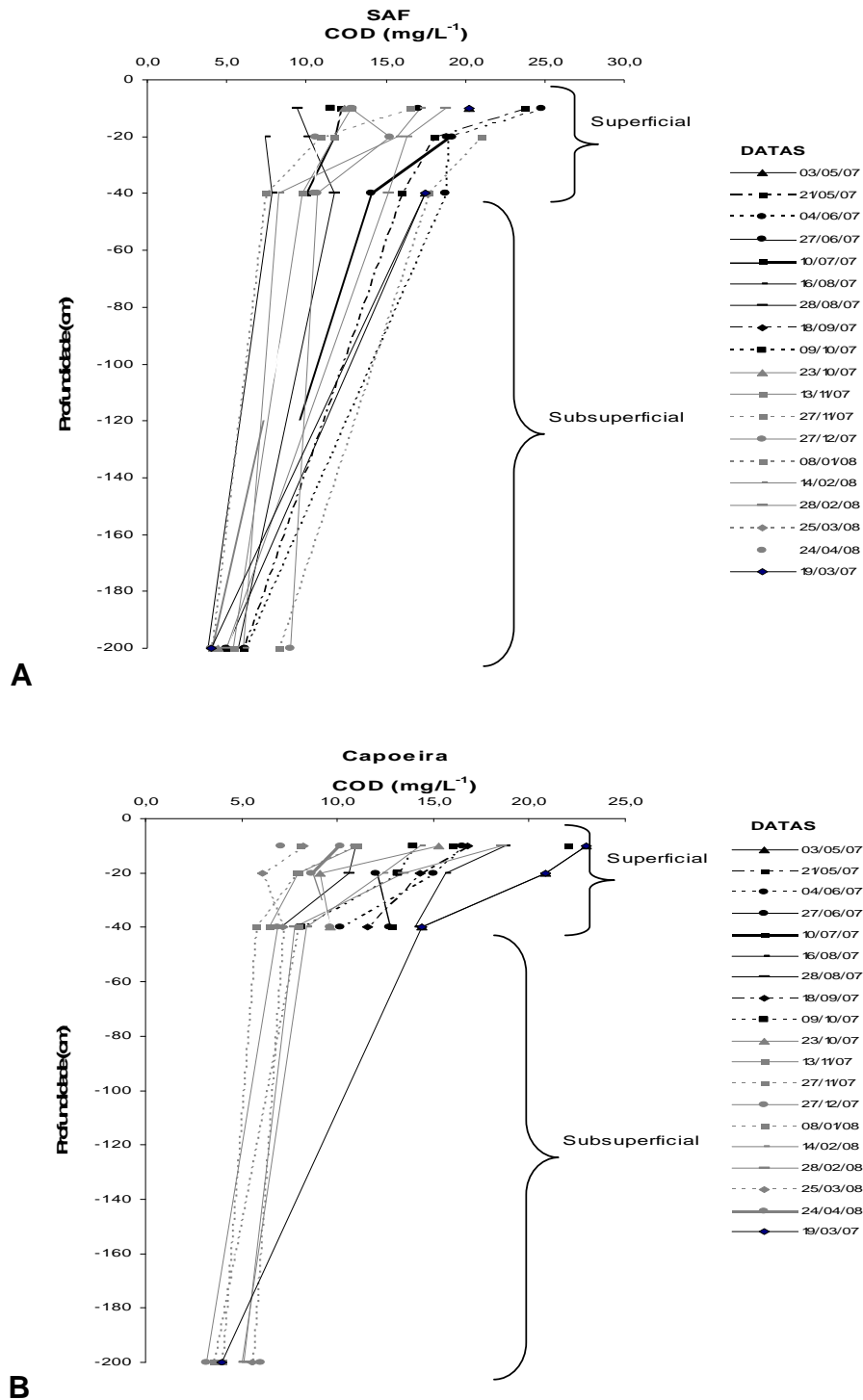


Figura 7. Dinâmica do COD até 2,0 cm de profundidade em solos de textura argilosa sob Sistemas Agroflorestais e Capoeira.

### **Variações no COD em função sazonalidade, topografia, infiltração e permeabilidade.**

Nas Figuras de 8 a 10 são apresentados a movimentação do COD em função da sazonalidade. Concentrações de COD aumentam com a intensidade da chuva, com a regularidade topográfica e com a ação da cobertura vegetal. Maiores índices pluviométricos em 2008 influenciaram positivamente as concentrações de COD nos ambientes de floresta (Figura 8A a C) e pastagem (Figura 9), enquanto que nos ambientes de SAF (Figura 10A) e Capoeira (10B) aumentaram em 2007. Camadas superficiais disponibilizam maior COD, decrescendo a 200 cm de profundidade. Em alguns dias amostrados, observou-se a manutenção ou aumento do COD em profundidade, sendo explicado pela ação das raízes, conforme estudos de Neu (2005), salientando-se neste estudo a formação de poros profundos que condizem o COD.

Considerando o gradiente topográfico na área de floresta primária (Figuras 8 A,B e C), observa-se que a posição topografia (Figura 8B) reduziu a coleta de solução em determinadas épocas do ano. As maiores concentrações de COD foram encontradas a 10 cm nos solos de textura média (Argissolo) a muito argilosa (Latosolo), sendo  $13,8 \text{ mg L}^{-1}$  e  $12,1 \text{ mg L}^{-1}$ , não havendo diferença entre si.

Apesar de solos argilosos reterem mais o COD, a maior deposição da liteira na encosta, estruturação do solo pela ação das raízes agiram para essa tendência. No baixo as maiores concentrações de COD foram a 10 cm ( $49 \text{ mg L}^{-1}$ ) devido o acúmulo de liteira na superfície e a 60 cm ( $48,8 \text{ mg L}^{-1}$ ), devido a lixiviação do material orgânico, acumulando no horizonte espódico e flutuação no lençol freático. A 200 cm de profundidade o COD reduz-se drasticamente, principalmente, no período seco a  $3,0$  e  $4,0 \text{ mg L}^{-1}$  no Latossolo e Argissolo, respectivamente. As camadas mais profundas da encosta demonstram COD mais elevado do que no platô (Figura 8B), apesar dos fluxos de COD na solução tenderem para decréscimo em profundidade (Johnson et al., 2000) sugerindo que esse carbono possa estar sendo exportado via solução-solo para o baixo (Figura 8C) já que foi encontrado as maiores concentrações nesse ambiente com conseqüente chegada até o igarapé.

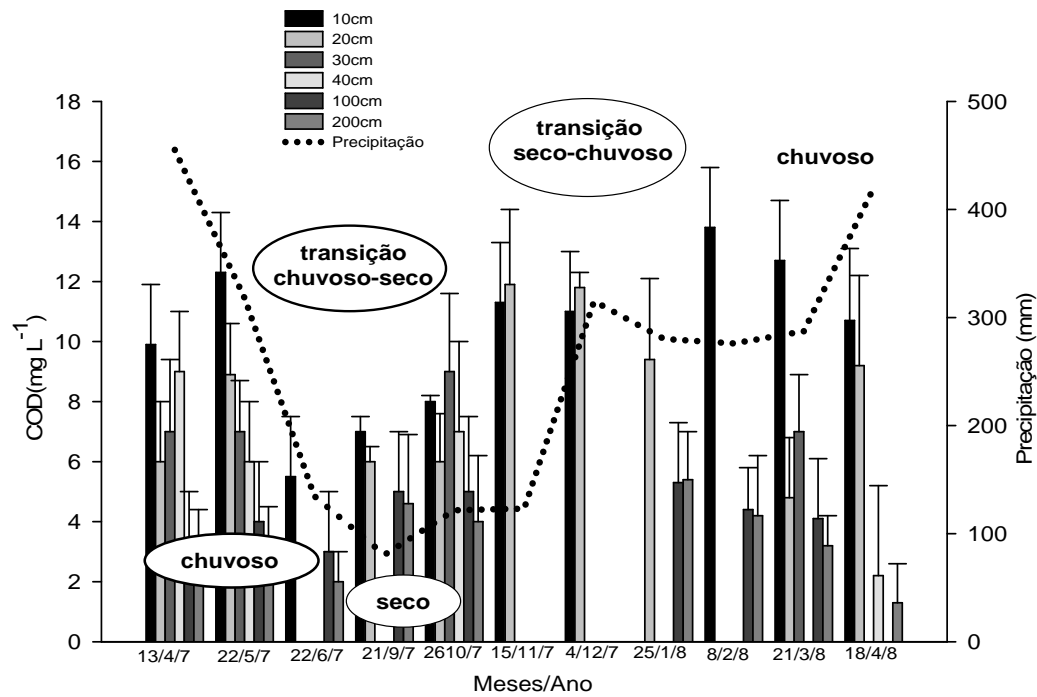
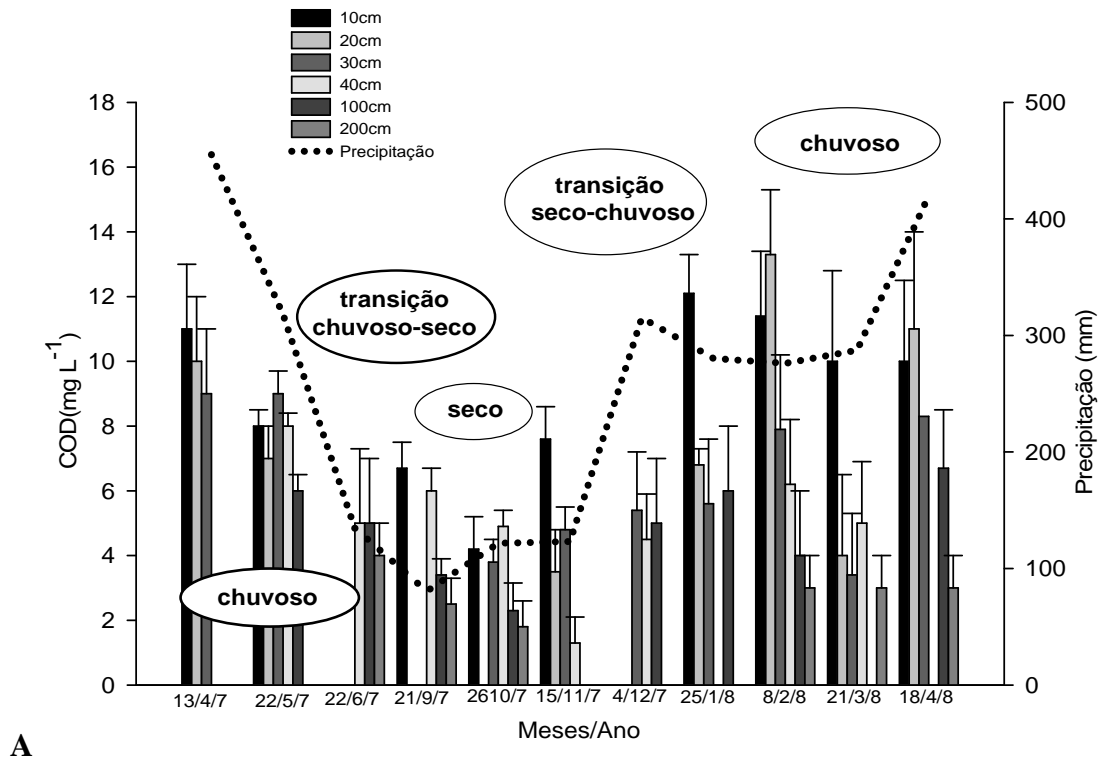
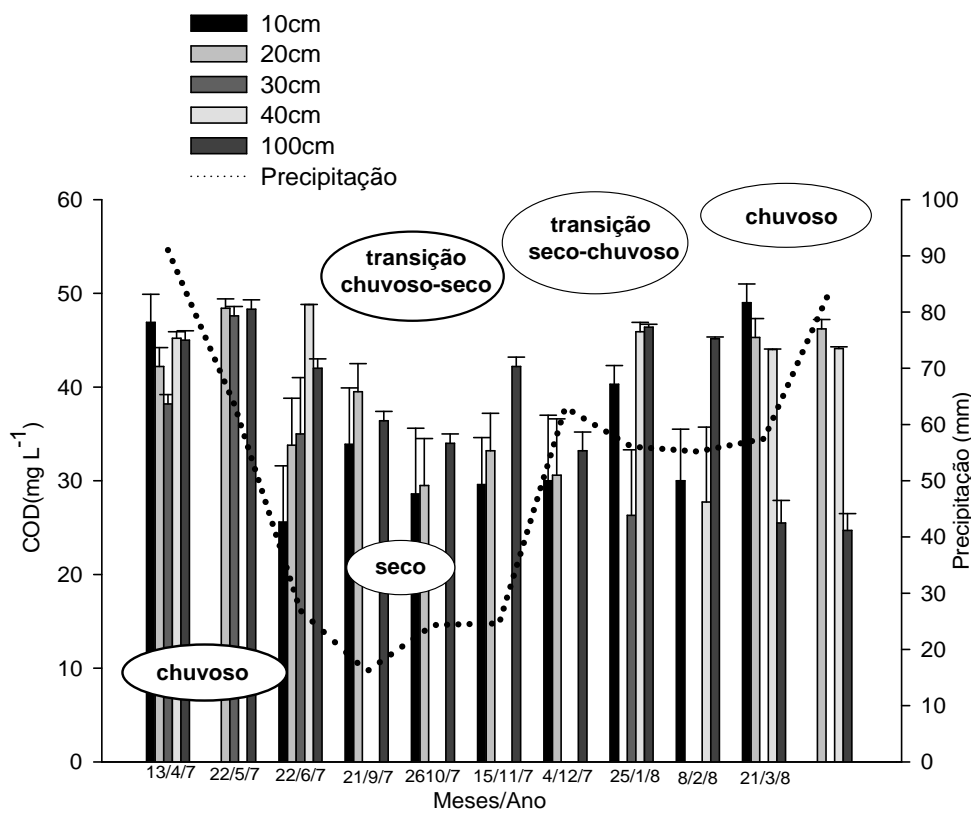


Figura 8. Variação do COD em função da sazonalidade em floresta primária: A) platô;latossolo e B) encosta;argissolo



C

Figura 8. Variação do COD em função da sazonalidade em área de baixio (espodossolo) sob floresta primária.

As altas concentrações de COD nos igarapés de água escura sob a ação de gradiente topográfico podem ser atribuídos a drenagem dos espodossolos, que apresentam menor capacidade de adsorção da MOD (McClain et al., 1997), sendo que mobilidade da MOD é controlada pela sorção a superfície dos minerais de argila (McDowell & Likens, 1988).

Os resultados demonstram que as concentrações e composições da MOD é influenciada pelo tipo de solo na floresta e posição na topossequencia como já demonstrado em outros estudos (McClain et al., 1997). Esses autores encontraram no lençol freático e em igarapés sob campina teores de COD na ordem de 29,9 a 31,7 mg L<sup>-1</sup>, variando entre 8 a 10 vezes das concentrações de outros igarapés amostrados que apresentaram medias na ordem de 37,1 mg L<sup>-1</sup> (McClain et al., 1997), inferiores aos encontrados no presente estudo (> 45 mg L<sup>-1</sup>) (Figura 8).

Os eventos de precipitação nas áreas (Figura 4) e taxas de infiltração e permeabilidade (Tabela 1) podem induzir a um movimento rápido da água ao longo dos macroporos (Tabela 1), superando o contato de solutos orgânicos e inorgânicos com a matriz do solo, reduzindo a retenção sorciva.

Conseqüentemente, as concentrações de C e N nas vertentes que drenam água das áreas de captações florestais levam significativamente a matéria orgânica dissolvida para o lençol a alta profundidade nas florestas (Buffam et al., 2001). A drenagem geralmente melhora a infiltração através da profundidade do solo transportando MOD até os rios (Beauchemin et al., 1998). Modificações na hidrologia do solo, na distribuição da MOS, na drenagem e revolvimento do solo afetam a dinâmica da MOD (Beauchemin et al., 1998). Estudos sugerem que a MOD incorporado no solo foi mais diluída com o revolvimento e aumento da profundidade do solo, e a MOD aumentou proporcionalmente com o aumento da MOS existente na camada de 0-5 cm de profundidade.

A lixiviação de material orgânico no horizonte O resulta em solução do solo com alto COD e baixas concentrações de metais (Ussiri & Johnson, 2004). Os mesmos autores observaram a alta concentração de Fe e Al em equilíbrio com a solução do solo sugerindo que a complexação de MOD é o mecanismo dominante no transporte de Al e Fe para os horizontes abaixo do horizonte mineral (Bh) e que, provavelmente, exportam esses metais para a água do rio. Com o aumento da podzolização, a capacidade de retenção de COD nos horizontes Bh é reduzida, resultando em iluviação nos horizontes e aumento da saída do COD do solo.

Os valores e diferenças nas concentrações de COD entre floresta, pastagem, SAF e Capoeira, a 10 cm, 20 cm, 40 cm e 200 cm, são visualizados nas Figuras 9 e 12.

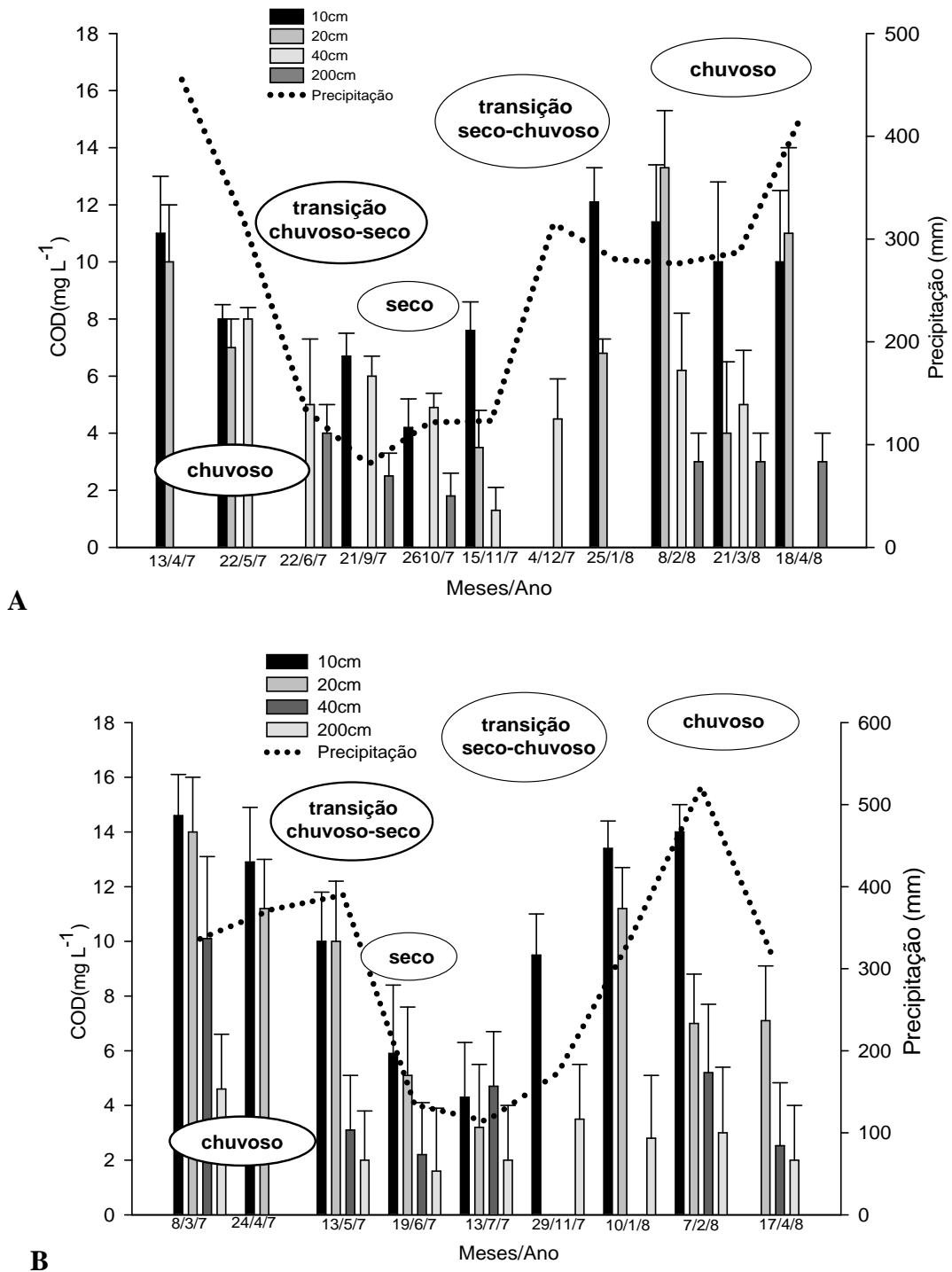


Figura 9. Variação do COD em função da sazonalidade em Floresta Primária (A) e Pastagem (B).

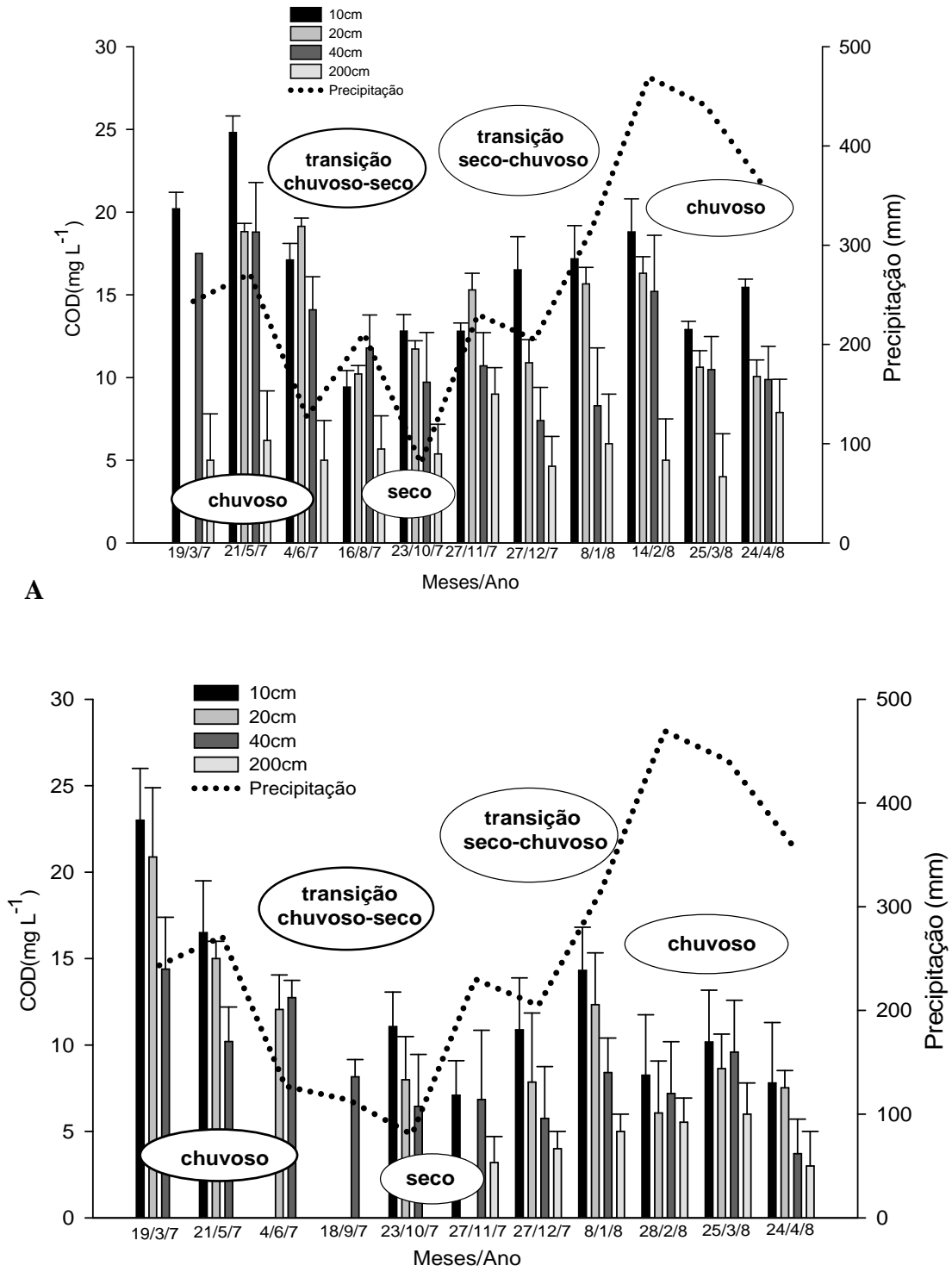


Figura 10. Variação do COD em função da sazonalidade em Sistema Agroflorestal (A) e Capoeira (B).



A 10 cm de profundidade, a Pastagem (Figura 9B) apresenta COD superior a floresta (Figura 9A), no período chuvoso, alcançando até  $14,6 \text{ mg L}^{-1}$  quando comparado a  $12,1 \text{ mg L}^{-1}$  da floresta, invertendo-se os valores a 200 cm, com a Floresta tendo  $4,0 \text{ mg L}^{-1}$ , superando a Pastagem com no máximo  $3,5 \text{ mg L}^{-1}$  (9B e 11A). No período seco, a floresta ( $6,7 \text{ mg L}^{-1}$ ) supera a pastagem ( $4,3 \text{ mg L}^{-1}$ ) (Figura 9B e 11B). A explicação dessas variações está baseada na profundidade da ação das raízes da floresta em transportam COD com maior eficácia no período seco.

O SAF e Capoeira (Figuras 10 A e B) apresentaram maior COD do que Floresta e Pastagem (Figuras 9 A e B), durante todo o período amostrado, e em todas as profundidades, tendo o SAF ( $24,8 \text{ mg L}^{-1}$ ) superado a Capoeira ( $23 \text{ mg L}^{-1}$ ), no período chuvoso e também no seco:  $12,8 \text{ mg L}^{-1}$  e  $7,0 \text{ mg L}^{-1}$ , respectivamente (Figuras 11 e 12). O sistema radicular e a diversidade na qualidade da liteira dos ambientes de SAF e Capoeira parecem ser os responsáveis pelos maiores teores de COD no solo desses ambientes. Além disso, o tempo de estabelecimentos dessas áreas promove a recuperação do solo e a introdução de carbono via decomposição dos resíduos orgânicos.

Na Tabela 1, percebe-se que o COS influenciou as concentrações de COD. Os maiores teores de carbono na Floresta baixo ( $0,59\% - 4,54\%$ ), Capoeira ( $0,35\% - 4,30\%$ ), SAF ( $0,33\% - 4,10\%$ ), Pastagem ( $0,38\% - 3,74\%$ ), Floresta topo ( $0,27\% - 3,05\%$ ) e Floresta encosta ( $0,17\% - 2,59\%$ ), proporcionaram a manutenção do COD nos horizontes superficiais e subsuperficiais do solo.

As diferenças nas concentrações de COD nos perfis dos ecossistemas originam diferentes zonas de transporte de COD ao longo do perfil: superficial, intermediária e subsuperficial (Figuras 5, 6 e 7), sendo mantidas pelo teor de COS da fração lábil das camadas superficiais. A velocidade de infiltração e permeabilidade do solo a 10 cm coincidem com as variações do COD. A capacidade dos sistemas de uso da terra em promover condições para um melhor movimento do COD nas diversas camadas do solo.

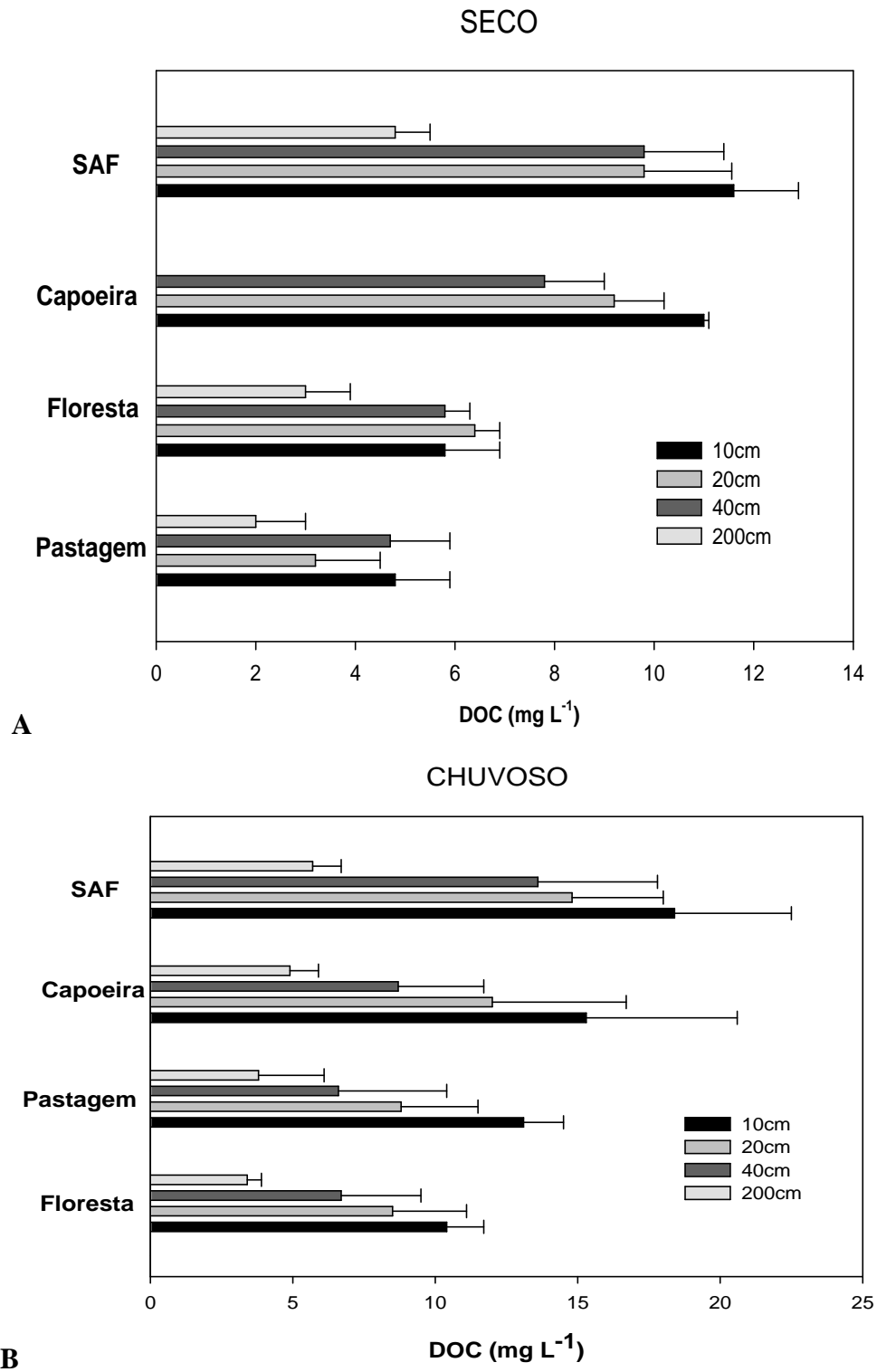


Figura 11. Variação do COD em função da sazonalidade (seco e chuvoso).

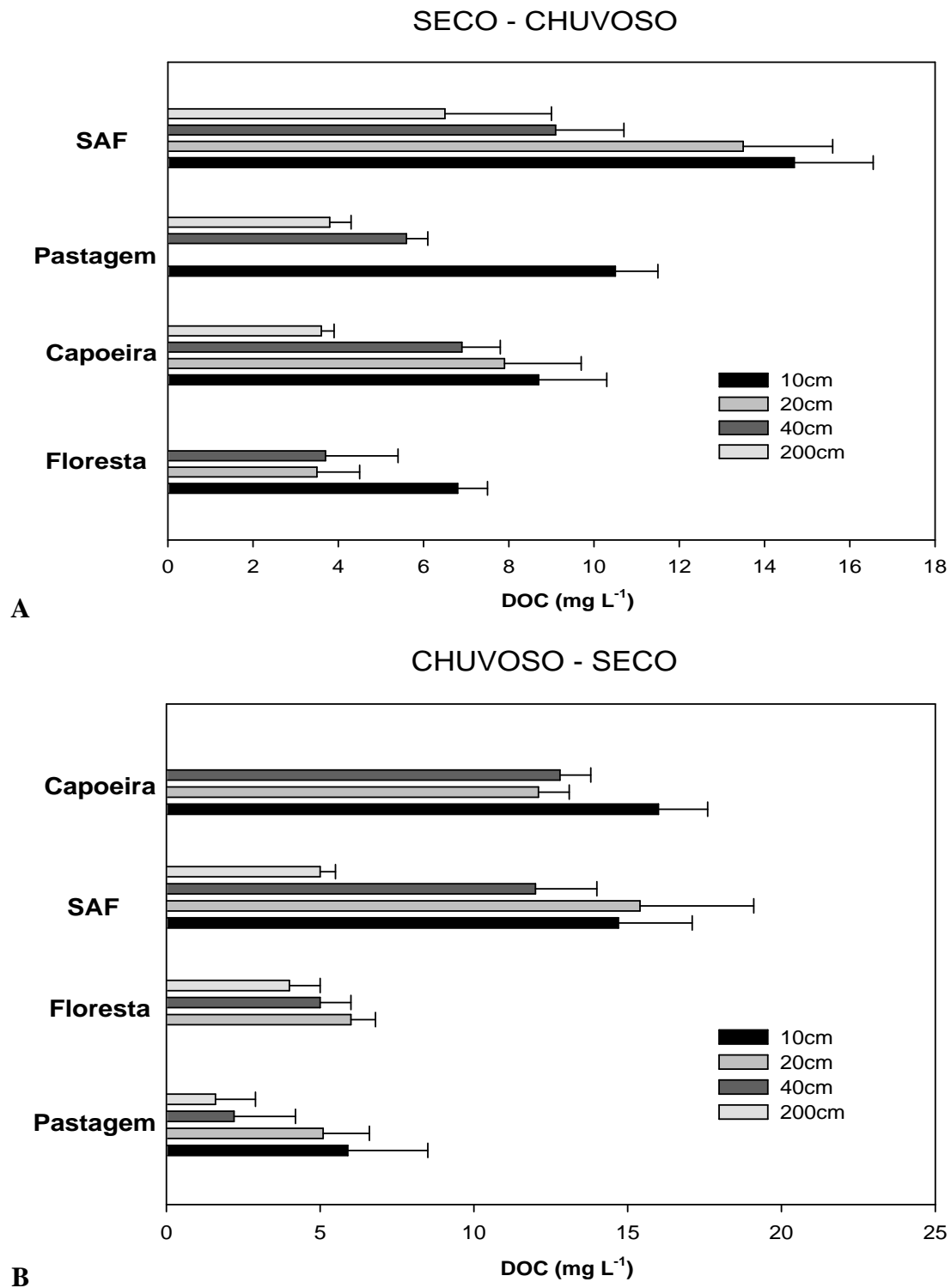


Figura 12. Variação do COD em função da sazonalidade (seco-chuvoso; chuvoso-seco)

### **Influência da estrutura do solo sob o COD**

A Figura 13 e Tabela 1 apresentam a estabilidade de agregados e propriedades físicas do solo como fatores importantes na condução da MOD (matéria orgânica dissolvida). As concentrações de COD obtidas ao longo do ciclo hidrológico estudado (Tabela 1) demonstram uma interferência direta e positiva da agregação, densidade, porosidade, macroporosidade e microporosidade do solo. A maior agregação do solo, a 2 mm, nesses ambientes, permite inferir que o carbono é translocado com maior facilidade no SAF > Capoeira > Pastagem > Floresta (Figura 13).

Em Floresta Primária o COD apresentou concentração semelhante no platô e encosta, sendo explicado através da estrutura bem desenvolvida da encosta e incidência de poros de drenagem (Tabela 1), sugerindo que o COD pode estar se movendo para o baixo e drenado para o igarapé. (Kaiser & Guggenberger, 2005) demonstraram a rápida infiltração através dos macroporos no subsolo em florestas tropicais, observando que são maiores, provavelmente devido ao longo tempo de permanência na matriz do solo pela sorção, condições químicas de equilíbrio e pelo aumento gradativo dos poros de retenção de água em profundidade (Tabela 1). O aumento no conteúdo de MOD tem sido atribuído a distúrbios no solo, aumento no fluxo de água, acumulação do material lábil no solo ou estimulação da atividade microbiana (Chantigny, 2003).

A maior concentração de agregados estáveis em água ocorreu na classe de diâmetro > 2 mm e DMG seguindo a seqüência: SAF (17,82 g; 3,83 mm) > Capoeira (16,08 g; 3,75 mm) > Pastagem (14,47 g; 3,20 mm) > Floresta (14,30 g; 2,19 mm) (Figura 13 A e B) coincidem com os maiores teores de COS: Capoeira (4,30%) > SAF (4,10%) > Floresta-baixio (4,54%) > Pastagem (3,74%) > Floresta-topo (3,05%) > Floresta-encosta (2,59%) e concentrações de COD no período chuvoso;seco: Floresta-baixio (40;30 mg L<sup>-1</sup>) > SAF (18,4;11,6 mg L<sup>-1</sup>) > Capoeira (15,3;11,0 mg L<sup>-1</sup>) > Pastagem (13,1;4,8 mg L<sup>-1</sup>) > Floresta-encosta (10,9;8,8 mg L<sup>-1</sup>) > Floresta-topo (10,4;5,8 mg L<sup>-1</sup>) encontrados a 10 cm de profundidade. Estudos demonstram que a redução do carbono orgânico pode estar

relacionado à redução da estabilidade de agregados (Pinheiro et al., 2004), favorecendo a erosão e empobrecimento do solo em nutrientes.

A estrutura do solo explica os valores das concentrações de COD quando comparado com outras pesquisas realizadas. O COD está distribuído em diferentes poros no solo, sendo a coleta nos macroporos realizadas com maior facilidade e intensidade. A maior macroporosidade do baixio ( $0,39 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ) e encosta ( $0,22 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ) promoveram a rápida movimentação do COD, já que esse poros armazenam grande quantidade de COD (Zsolnay, 1996). Da mesma forma que a agregação do solo obtida proporcionou aumento de COD em SAF, Capoeira e Pastagem. Os solos fortemente agregados que recebem permanentemente enormes quantidades de precipitação podem liberar através dos macroporos fluxos de matéria orgânica dissolvida em quantidade e composição diferente daquela retida na água do solo presa pelas forças capilares e pela passagem ao longo das inclinações da matriz do solo (Kaiser & Guggenberger, 2005).

É possível que nas áreas com maior índice de macroporos, em solos de terra firme, altamente porosos (>40%) (Tabela 1) e permeáveis, os fluxos nos macroporos são responsáveis pela maior parte da entrada da matéria orgânica dissolvida na água subterrânea e na superfície. Em profundidade a superioridade da densidade ( $>1,4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ) e microporos (> 30%) (Tabela 1) controlam o transporte de COD, promovendo a sua redução. As concentrações de COD em profundidade parece estar relacionada a capacidade desses solos em reter a solução do solo e liberar ao longo do tempo no perfil.

O horizonte B controla efetivamente as concentrações de COD (McDowell & Wood, 1984). Quando a solução do solo percola em profundidade o COD é reduzido (Easthouse et al., 1992). A concentração elevada de COD encontrada geralmente em camadas profundas não é, provavelmente, devido à produção elevada do DOC nestas camadas, mas a um resultado de tempos de retenção longos da água (Hongve, 1999).

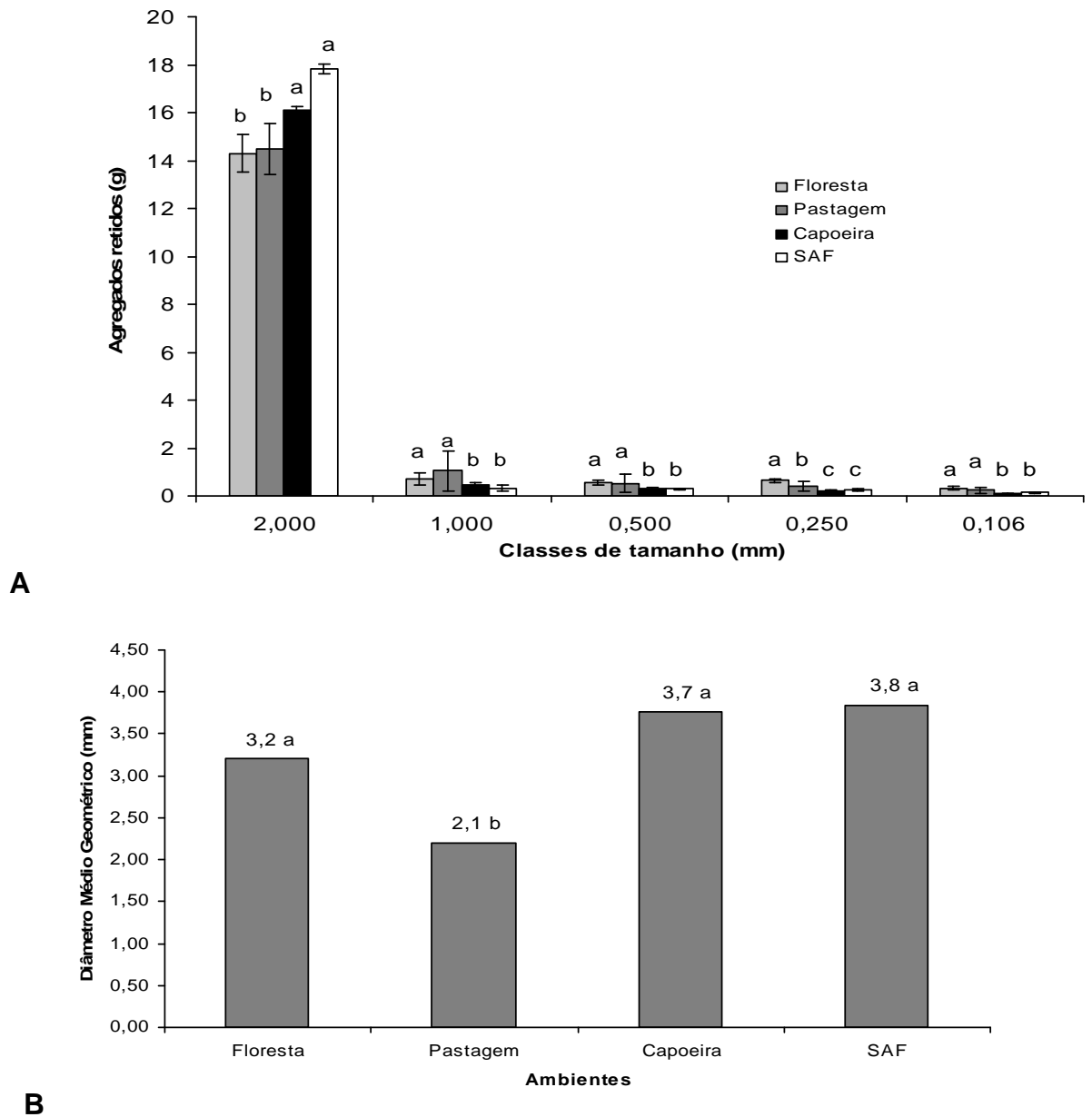


Figura 13. Valores médios geométricos das massas de agregados retidos em diferentes classes de tamanho (A) seguido do diâmetro médio dos agregados (B) nos diferentes ambientes. A letra compara os diferentes ambientes dentro de cada intervalo de classe ( $p < 0,05$ ); teste Tukey HSD 5%.

Tabela 1. Parâmetros físico-hídricos do solo e carbono orgânico dissolvido em diversas profundidades em diferentes sistemas de uso da terra (SUT): Floresta, Pastagem, Capoeira e SAF, na Amazônia Central.

Área	Prof. cm	COT %	Argila %	$\rho$ g.cm <sup>-3</sup>	COD (mgL <sup>-1</sup> )				I l/min	K cm/s	Pt -----m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup> -----	Ma	Mi
					Chuvoso	C - S	Seco	S-C					
Floresta Topo	10	3,05	69,48	1,07	10,4	-	5,8	6,8	29	0,65	0,55	0,12	0,42
	20	1,77	79,40	1,11	8,5	6,0	6,4	3,5	-	-	0,48	0,02	0,46
	30	1,50	80,25	1,10	7,3	-	4,4	4,2	-	-	0,50	0,03	0,47
	40	1,04	82,80	1,18	6,7	5,0	5,8	3,7	-	-	0,51	0,06	0,44
	100	0,46	85,92	1,26	5,5	5,0	3,3	5,0	-	-	0,52	0,05	0,47
	200	0,27	86,85	1,24	3,4	4,0	3,0	-	-	-	0,53	0,05	0,48
Floresta Encosta	10	2,59	31,03	1,37	10,9	5,8	8,8	-	25	0,48	0,49	0,21	0,28
	20	1,56	43,16	1,46	7,6	5,0	7,1	-	-	-	0,46	0,19	0,27
	30	1,34	43,11	1,50	7,0	5,0	8,6	-	-	-	0,45	0,12	0,32
	40	0,83	43,36	1,51	6,1	4,0	7,0	-	-	-	0,52	0,21	0,30
	100	0,33	48,25	1,42	4,0	2,5	4,0	-	-	-	0,54	0,22	0,32
	200	0,17	46,71	1,51	3,4	2,0	2,3	-	-	-	0,51	0,17	0,33
Floresta Baixio	10	4,54	1,23	1,54	40,0	29,0	30,0	34,2	80	2,54	0,49	0,39	0,08
	20	2,08	1,75	1,57	41,8	38,9	33,0	32,2	-	-	0,46	0,38	0,08
	30	1,08	1,20	1,60	37,3	41,5	-	-	-	-	0,39	0,36	0,02
	40	0,82	1,00	1,68	40,1	48,7	-	-	-	-	0,38	0,35	0,01
	60	0,59	1,00	1,55	38,5	44,3	35,2	37,0	-	-	0,36	0,33	0,03
	200	0,38	92,15	1,21	3,8	1,6	2,0	3,8	-	-	0,37	0,04	0,33
Pastagem	10	3,74	80,02	1,1	13,1	5,9	4,8	10,5	20	0,32	0,56	0,05	0,50
	20	1,86	89,50	1,18	8,8	5,1	3,2	-	-	-	0,43	0,05	0,38
	40	1,06	90,60	1,15	6,6	2,2	4,7	5,6	-	-	0,40	0,03	0,37
	200	0,38	92,15	1,21	3,8	1,6	2,0	3,8	-	-	0,37	0,04	0,33
Capoeira	10	4,30	77,54	1,09	15,3	16,0	11,0	8,7	32	0,7	0,59	0,03	0,55
	20	1,78	82,69	1,16	12,0	12,0	9,2	7,9	-	-	0,57	0,03	0,54
	40	1,16	85,49	1,16	8,7	-	7,8	6,9	-	-	0,53	0,03	0,50
	200	0,35	89,91	1,31	4,9	-	-	3,6	-	-	0,53	0,02	0,50
SAF	10	4,10	74,12	1,18	18,4	14,7	11,6	14,7	35	0,74	0,57	0,08	0,48
	20	1,72	86,51	1,26	14,8	15,4	9,8	13,1	-	-	0,52	0,05	0,46
	40	1,13	87,76	1,27	13,6	12,0	9,8	9,1	-	-	0,52	0,02	0,49
	200	0,33	91,04	1,32	5,7	5,0	4,8	6,5	-	-	0,54	0,02	0,52

Valores obtidos médios (N = 5) para COT = carbono orgânico total;  $\rho$  = densidade do solo; teor de argila; COD = carbono orgânico dissolvido; I = infiltração; K = permeabilidade; Pt = porosidade total; Ma = macroporosidade; Mi = microporosidade. (-) dados não coletados.

## CONCLUSÕES

Os resultados demonstram maiores concentrações de COD na seguinte seqüência: Sistema Agroflorestal (SAF) > Capoeira > Floresta > Pastagem, demonstrando a capacidade do SAF e Capoeira em recuperar e/ou disponibilizar o carbono na solução do solo;

O carbono orgânico dissolvido (COD) apresentou uma variação espacial e temporal entre as profundidades amostradas, decrescendo em profundidade, sendo influenciado diretamente pela variação topográfica e atributos físicos do solo;

As diferenças nas concentrações de COD nos perfis dos ecossistemas originaram diferentes zonas de transporte de COD ao longo do perfil, classificadas como: superficial, intermediária e subsuperficial, ambas mantidas pelo teor de COS da fração lábil das camadas superficiais;

A ação da estruturação do solo exerce grande influência nas concentrações de COD nas camadas do solo, aliado a matéria orgânica do solo (MOS) mais lábil determinam a manutenção do carbono na solução do solo;

A diversidade de espécies, quantidade e qualidade da liteira produzida sobre os sistemas de Capoeira e SAF contribuíram para a obtenção das altas concentrações de COD sendo superior a Floresta e Pastagem;

As concentrações de COD obtidas ao longo do ciclo hidrológico estudado demonstraram uma interferência direta e positiva da agregação, porosidade total, macroporosidade e negativa com a densidade e microporosidade do solo;

A manutenção das concentrações de COD em profundidade comparado permitem inferir que a biomassa subterrânea pode translocar COD para os horizontes subsuperficiais do solo, e a presença das raízes faz com que o COD não seja diretamente adsorvido e imobilizado pelas partículas do solo, demonstrando que o teor de argila pode não ser o fator mais importante que controla o movimento e disponibilidade de COD no solo;



No baixo, o acúmulo de liteira na superfície proporciona maiores concentrações de COD, mantendo-se em profundidade devido a lixiviação do material orgânico, acumulando no horizonte espódico e flutuação no lençol freático. As camadas mais profundas da encosta demonstram COD mais elevado do que no platô sugerindo que esse carbono possa estar sendo exportado via solução-solo para o baixo;

Os eventos de precipitação, taxas de infiltração e permeabilidade podem induzir a um movimento rápido da água ao longo dos macroporos superando o contato de solutos orgânicos e inorgânicos com a matriz do solo, reduzindo a retenção sorciva.

## REFERÊNCIAS

Aitkenhead-Peterson, J.A.; McDowell, W.H.; Neff, J.C. 2003. Sources, production, and regulation of allochthonous dissolved organic matter. In: Findlay, S. (Ed). Dissolved organic matter sources, transport, and transformation in aquatic ecosystems. Academic Press, New York.

Appelo C.A.J. & Postma D., 1996. Geochemistry, groundwater and pollution, A.A. Balkema, Rotterdam, 536.

Boyle, M. & Paul, E.A. 1989. Carbon and nitrogen mineralization kinetics in soil previously amended with sewage sludge. Soil Science Society of America Journal, 55:99-103.

Brookes, P.C. 1995. The use of microbial parameters in monitoring soil pollution by heavy metals. Biol. Fertil. Soils, 19:269-279.

Brooks, P.D.; Mcknight, D.M.; Bencala, K.E. 1999. The relationship between soil heterotrophic activity, soil dissolved organic carbon (DOC) leachate, and catchment-scale DOC export in headwater catchments. Water Resources Research, 35: 1895-1902.

Buffam, I.; Galloway, J.N.; Blum, L.K.; Mcglathery, K.J. 2001. A stormflow/baseflow comparison of dissolved organic matter concentrations and bioavailability in na Appalachian stream. Biogeochemistry, 53: 269-306.

Chantigny, M.H. 2003. Dissolved and water-extractable organic matter in soils: a review on the influence of land use and management practices. Geoderma, 113: 357-380.

Easthouse, K.B.; Muder, J.; Christophersen, N.; Seip, H.M. 1992. Dissolved organic carbon fractions in soil and stream water during variable hydrological conditions at Birkenes, Southern Norway. Water Resources Research, 28: 1585-1596.

Eimers, M.C.; Watmough, S.A.; Buttle, J.M.; Dillon, P.J. 2008. Examination of the potential relationship between droughts, sulphate and dissolved organic carbon at a wetland-draining stream. *Global Change Biology*, 14: 938-948.

Embrapa. 1997. Manual de Métodos de Análise de Solo. 2.ed. rev. atual. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Rio de Janeiro. 212p. (EMBRAPA-CNPS. Documentos; 1).

Gillet, R. W. & Ayers, G. P. 1991. The use of thymol as a biocide in rainwater samples. *Atm. Environ*, 25:2677-2681.

Guggenberger, G. & Kaiser, K. 2003. Dissolved organic matter in soil: challenging the paradigm of sorptive preservation. *Geoderma*, 113(3-4): 293-310.

Haynes, R.J. 2000. Labile organic matter as an indicator of organic matter quality in arable and pastoral soils in New Zealand. *Soil Biology Biochemistry*, 32: 211-219.

Haynes, R.J. 2005. Labile organic matter fractions as central components of the quality of agricultural soils: an overview. *Advantage Agronomy*, 85: 221-268.

Hedges, J.I.; Mayorga, E.; Tsamakis, E.; McClain, M.E.; Aufdenkampe, A.; Quay, P.; Rickey, J.E. 2000. Organic matter in Bolivian tributaries of the Amazon River: A comparison to the lower mainstream. *Limnology and Oceanograph*, 45: 1449-1466.

Hongve, D. 1999. Production of dissolved organic carbon in forested catchments. *Journal of Hydrology*. 224: 91-99

Jansen, B.; Nierop, K.G.J.; Verstraten, J.M. 2003. Mobility of Fe(II), Fe(III) and Al in acidic forest soils mediated by dissolved organic matter: influence of solution pH and metal/organic carbon ratios. *Geoderma*, 113: 323-340.

Jobbagy, E.G. & Jackson, R.B. 2000. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecology Application*, 10(2): 423-436.

Johnson, C.E.; Driscoll, C.T.; Siccama, T.G.; Likens, G.E. 2000. Element fluxes and landscape position in a northern hardwood forest watershed ecosystem. *Ecosystems*, 3: 159-184.

Kabat, P; Hutjes, R.W.A; Feddes, R.A. 1997. The scaling characteristics of soil parameters: From plot scale heterogeneity to subgrid parameterization. *Journal of Hydrology*, 190: 363-396.

Kaiser, K. & Guggenberger, G. 2005. Storm flow flushing in a structure soil changes the composition of dissolved organic matter leached into the subsoil. *Geoderma*, 127: 177-187

Kalbitz, K.; Solinger, S.; Park, J.K.; Michalzik, B.; Matzner, E. 2000. Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: a review. *Soil Science*, 165:277-304.

Kalbitz, K.; Schmerwitz, J.; Schwesig, D.; Matzner, E. 2003. Biodegradation of soil-derived dissolved organic matter as related to its properties. *Geoderma*, 113: 273-291.

Kalbitz, K.; Schwesig, D.; Rethemeyer, J.; Matzner, E. 2005. Stabilization of dissolved organic matter by sorption to the mineral soil. *Soil Biology Biochemistry*, 37: 1319-1331.

Karltun, E.; Harrison, A.F.; Alriksoon, A.; Bryant, C.; Garnett, M.H.; Olsson, M.T. 2005. Old organic carbon in soil solution DOC after afforestation – evidence from <sup>14</sup>C analysis. *Geoderma*, 127: 188-195.

Khomutova, T.E.; Shirshova, L.T.; Tinz, S.; Rolland, W.; Richter, J. 2000. Mobilization of DOC from sandy loamy soils under different land use. *Plant Soil*, 219: 13-19.

Kruger, G.C.T.; Carvalho, C.E.V.; Ferreira, A.G.; Gonçalves, G.M.; Truccolo, E.C.; Schettini, C.A.F. 2003. Dinâmica de carbono orgânico dissolvido no estuário do rio Paraíba do sul, sob diferentes condições de maré e descarga fluvial. 25(1): 27-33.

Kuiters, A.T. 1993. Dissolved organic matter in forest soils: sources, complexing properties and action on herbaceous plants. *Chemistry Ecology*, 8: 171-184.

Leita, L., De Nobili, M., Mondini, C., Muhlbachova, G., Marchiol, L., Bragato, G., Contin, M. 1999. Influence of inorganic and organic fertilization on soil microbial biomass, metabolic quotient and heavy metal bioavailability. *Biol. Fertil. Soils*, 28: 371-376.

Matlou, M.C. & Haynes, R.J. 2006. Soluble organic matter and microbial biomass C and N in soils under pasture and arable management and the leaching of organic C, N and nitrate in a lysimeter study. *Applied Soil Ecology*, 34: 160-167.

McClain, M.E.; Richey, J.E.; Brandes, J.A.; Pimentel, T.P. 1997. Dissolved organic matter and terrestrial lotic linkages in the central Amazon basin of Brazil. *Global Biogeochemical cycles*, 11(3): 295-311.

McDowell, W.H. & Wood, T. 1984. Podzolization: soil processes control dissolved organic carbon concentrations in stream water. *Soil Science*, 137: 23-32.

McDowell, W.H. 2003. Dissolved organic matter in soils: future directions and unanswered questions. *Geoderma*, 113: 179-186.

Moller, J.; Miller, M.; Kjoller, A. 1999. Fungal bacterial interaction on beech leaves: influence on decomposition and dissolved organic carbon quality. *Soil Biology Biochemistry*, 31: 367-374.

Moreira, F.M.S. & Siqueira, J.O. 2002. *Microbiologia e bioquímica do solo*. Lavras: UFLA, 626p.

MuDowell, W.H. & Likens, G.E. 1988. Origin, composition and flux of dissolved organic carbon in the Hubbard Brook Valley. *Ecology Monography*, 58: 177-195.

Murphy, D.V.; Macdonald, A.J.; Stockdale, E.A.; Goulding, K.W.T.; Fortune, S.; Gaunt, J.L.; Poulton, P.R.; Wakefield, J.A.; Webster, C.P.; Wilmer, W.S. 2000. Soluble organic nitrogen in agricultural soils. *Biology Fertilization Soils*, 30: 374-387.

Nannipieri, P., Badalucco, L., Landi, L., Pietramellara, G. 1997. Measurement in assessing the risk of chemicals to the soil ecosystem. In: Zelikoff (ed) *Ecotoxicology: responses, biomarkers and risk assessment*. SOS Publications, p. 507-534.

Neff, J.C.; Hobbie, S.E.; Vitousek, P.M. 2000. Nutrient and mineralogical control on dissolved organic C, N and P fluxes and stoichiometry in Hawaiian soils. *Biogeochemistry*, 51: 283-302.

Neu, V. Influência da cobertura vegetal na ciclagem de nutrientes via solução do solo na região de Manaus. Tese (Dissertação). Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz. 93p. 2005.

Qualls, R.G. & Haines, B.L. 1991. Geochemistry of dissolved organic nutrients in water percolating through a forest ecosystem. *Soil Science Society of America Journal*, 55: 1112-1123.

Qualls, R.G.; Haines, B.L.; Swank, W.T.; Tyler, S.W. 2000. Soluble organic and inorganic nutrient fluxes in clearcut and mature deciduous forests. *Soil Science Society of America Journal*, 64: 1068-1077.

Quideau, S.A. & Bockheim, J.G. 1997. Biogeochemical cycling following planting to red pine on a sandy prairie soil. *Journal Environmental Quality*, 26: 1167-1175.

Ross, D.J.; Tate, K.R.; Scott, N.A.; Feltham, C.W. 1999. Land use change: Effects on carbon, nitrogen and phosphorous pools and fluxes in three adjacent ecosystems. *Biology and Biochemistry*, 31: 803-813.

Shepherd, T.G.; Saggar, S.; Newman, R.H.; Ross, C.W.; Dando, J.L. 2001. Tillage-induced changes to soil structure and organic carbon fractions in New Zealand soils. *Australian Journal Soil Research*, 39: 465-489.

Smethurst, P. J., 2000. Soil solution and other soil analyses as indicators of nutrient supply: a review. *Forest Ecology and Management*, 138:397-411.

Smolander, A. & Kitunen, V. 2002. Soil microbial activities and characteristics of dissolved organic C and N in relation to tree species. *Soil Biology and Biochemistry*, 34: 651-660.

Strahm, B.; Harrison, R.B.; Terry, T.A.; Flaming, B.L.; Licata, C.W.; Petersen, K.S. 2005. Soil solutions nitrogen concentrations and leaching rates as influenced by organic matter retention on a highly productive Douglas-fir site. *Forest Ecology and Management*, 218: 74-88.

Tian, G.; Salako, F.K.; Ishida, F. Replenishment of C, N and P in a degraded alfisol under humid tropical conditions: effect of fallow species and litter polyphenols. *Soil Science*, 166(9): 614-621.

Ussiri, D.A.N. & Johnson, C.E. 2004. Sorption of organic carbon fractions by spodosol mineral horizons. *Soil Science Society of America Journal*, 68: 253-262.

van Genuchten, M.TH. 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sciences Society of America Journal*, 44: 892-898.

Waterloo, M.J.; Oliveira, S.M.; Drucker, D.P.; Nobre, A.D.; Cuartas, L.A.; Hodnett, M.G.; Langedijk, I.; Jans, W.W.P.; Tomasella, J.; Araujo, A.C.de.; Pimentel, T.P.; Estrada, J.C.M. 2006. Export of organic carbon in run-off from an Amazonian rainforest blackwater catchment. *Hydrological Processes*, 20: 2581-2597.

Wright, A.L.; Dou, F.; Hons, F.M. 2007. Crop species and tillage effects on carbon sequestration in subsurface soil. *Soil Science*, 172(2): 124-131.

Zsolnay, A. 1996. Dissolved humus in soil waters. In: Piccolo, A. (Ed). *Humic Substances in Terrestrial Ecosystems*. Elsevier, Amsterdam, p. 171-223.



### CAPITULO III

## FRACIONAMENTO DA MATÉRIA ORGÂNICA DO SOLO EM FLORESTA: POTENCIAL DE ESTOCAGEM E SUSCETIBILIDADE DO CARBONO NAS FRAÇÕES DO SOLO

### RESUMO

A transformação de sistemas naturais nas regiões tropicais representam uma importante causa do aumento da concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico, tanto pela emissão direta de CO<sub>2</sub> com a queima da biomassa como pela mineralização da MOS. A matéria orgânica do solo (MOS) tem sido considerada uma das principais fontes de emissão de gases-estufa para a atmosfera. Dependendo do manejo, tipo e composição da MOS as emissões de CO<sub>2</sub> derivadas podem aumentar ou diminuir. Neste estudo, objetivou-se uma melhor compreensão da dinâmica do carbono no ecossistema de floresta, até 2 m de profundidade, a partir da determinação da qualidade e a da quantidade do carbono orgânico nas diversas frações do solo em área de floresta primária na Amazônia Central. Fracionou-se a MOS por densidade e granulometria, obtendo-se: FLL (fração leve livre), FLI (fração leve intra-agregada), F-areia (fração areia), F-argila (fração argila) e F-silte (fração silte). As amostras de solo para o fracionamento e análises físicas foram coletadas em posições topográficas distintas, em 5 parcelas de 20 m x 40 m, até 2 m de profundidade, sendo cinco amostras por camadas, nos intervalos de: 0-5 cm, 5-10 cm, 10-20 cm, 20-40 cm, 40-60 cm, 60-80 cm, 80-100 cm, 100-160 cm, 160-200 cm. Na superfície o COS (carbono orgânico do solo) está estocado na fração FLL com teores de 16,7 Mg ha<sup>-1</sup> de C no platô, 19,7 Mg ha<sup>-1</sup> de C na vertente e 31,8 no Mg ha<sup>-1</sup> de C baixio. Os teores de COS nas frações FLL foram próximos para os solos do platô e encosta, diferenciado-os da área do baixio que apresenta uma dinâmica do carbono diferenciada. Em Floresta Primária, o carbono está estocado na fração FLL e na fração pesada argila. Os solos argilosos (platô e encosta) têm um grande potencial para sequestrar carbono em profundidade, enquanto que os solos arenosos (baixio), apesar de apresentarem grande quantidade de carbono orgânico na superfície, tem pequena capacidade de armazenar carbono nas suas frações. Em caso de alteração em área de Floresta Primária, o solo do platô, vertente e baixio emitiriam para a atmosfera, nas diferentes frações, em torno de 112,7 Mg ha<sup>-1</sup> de C (FLL), 2,6 Mg ha<sup>-1</sup> de C (FLI), 28,3 Mg ha<sup>-1</sup> de C (areia), 56,1 Mg ha<sup>-1</sup> de C (argila) e 40,6 Mg ha<sup>-1</sup> de C (Silte), potencializando

240,4 Mg ha<sup>-1</sup> de C. Os estoques de N nas frações seguiram a mesma tendência do C, sendo a fração argila responsável pelo armazenamento do N com maior intensidade em profundidade.

## 1. INTRODUÇÃO

O seqüestro de carbono pelos ecossistemas naturais é considerado como importante mitigador das mudanças climáticas globais, já que é limitada a extensão espacial para as possíveis substituições de manejo do uso da terra, florestas por lavouras, assim como os possíveis benefícios por hectare, pois áreas cultivadas geralmente seqüestram menos carbono. Por isto, cada vez mais se estudam métodos alternativos do uso do solo, que sejam os mais conservacionistas possíveis (Soares, 2007). Estudos sobre carbono no solo são essenciais para estimar a quantidade que potencialmente pode ser emitido ou seqüestrado, no tempo e espaço, a partir das coberturas vegetais existentes.

Uma grande ênfase vem sendo concedida ao papel ambiental da matéria orgânica, principalmente, relativo à sua função como depósito de CO<sub>2</sub> atmosférico no processo de seqüestro de carbono (Lal et al., 1999; Follett, 2001; Swift, 2001), uma vez que o solo representa o principal compartimento de carbono na biosfera, estimado em 1550 Pg (Follett, 2001). Por esta razão, os objetivos dos sistemas de manejo de solo devem ser de manter ou aumentar os estoques de matéria orgânica. Particularmente, no caso de regiões tropicais e subtropicais, o manejo do solo é o fator chave no contrapeso das características climáticas que favorecem a decomposição da matéria orgânica (Duxbury et al., 1989; Bayer et al., 2000; Sá et al., 2001).

Os principais processos físicos, químicos e biológicos influenciam na dinâmica da matéria orgânica, sendo fundamental a quantificação das frações que compõem a matéria orgânica para a compreensão da dinâmica do carbono (Peixoto, 1997). Além disso, a MOS é considerada como um produto de resíduos da biota, principalmente dos vegetais, parcialmente decompostos e sintetizados, em vários estágios de complexidade e diversidade estrutural (Silva & Resck, 1997; Batjes, 1999), podendo ainda ser definida como todo o

carbono orgânico no solo, com diversas conformações estruturais que apresenta constituintes lábeis e estáveis. Essa divisão é fundamentada conforme a taxa de decomposição, permitindo seu melhor entendimento nos processos funcionais do solo (Passos, 2007).

Nos últimos anos, o C orgânico do solo vem sendo sistematicamente quantificado tanto na forma de teores totais quanto em seus diferentes compartimentos. Isto se dá pela alta relevância que o solo tem, por meio do seu manejo, de evitar que o C seja transferido para a atmosfera ou que permaneça retido no material do solo, contribuindo para a mitigação das mudanças climáticas (Watson et al., 2000). Para a separação e caracterização das frações de carbono, os estudos realizados têm utilizado vários métodos físicos, químicos e biológicos, incluindo distribuição das partículas e o fracionamento por densidade (Cambardella & Elliot, 1992; Trumbore, 1993; Jastrow et al., 1996), fracionamento molecular (Martens & Frankenberger, 1991) e modelos de fracionamentos (Hsieh, 1989; Parton et al., 1987).

Devido à sua complexidade e diversidade estrutural (Clapp & Hayes, 1999) e as possibilidades de interação com a matriz mineral do solo (Cornejo & Hermosin, 1996; Hassink & Whitmore, 1997), a MOS não é um componente simples e homogêneo (Roscoe & Machado, 2002). A MOS possui diversos compartimentos, apresentando características heterogêneas, incluindo um componente vivo, compreendendo principalmente a microfauna, os microorganismos do solo e um componente morto. Esse componente morto pode ainda ser sub-dividido em fração leve, ou matéria orgânica macroorgânica e fração pesada, sugerindo a complexidade do estudo e a importância de se proceder algum tipo de fracionamento.

Mudanças no ambiente do solo, decorrentes de práticas de manejo inadequadas, podem levar a um rápido declínio destes estoques, colaborando para o aumento das emissões de CO<sub>2</sub> para a atmosfera (Lal, 1997). Uma melhor compreensão do que possa acontecer a nível atmosférico em termos de alterações nas concentrações de CO<sub>2</sub> está relacionado ao carbono contido no solo. Sabe-se que um aumento da taxa da decomposição da matéria orgânica do solo, em resposta a uma elevação da temperatura média global,

constitui o principal mecanismo favorável ao incremento das emissões de CO<sub>2</sub> para a atmosfera.

Estudos que possam fornecer informações sobre a contribuição e distribuição do carbono nas frações do solo sob áreas de floresta primária, em função do gradiente topográfico, são importantes nos estudos da ciclagem de carbono e no potencial das áreas de floresta como sumidouro de carbono. Com a identificação das frações pode-se estudar, com maior precisão, determinando componente ou grupo funcional.

## **2. OBJETIVOS**

### **GERAIS**

Determinar a qualidade e a quantidade do carbono orgânico nos diversos compartimentos das frações do solo em área de floresta primária na Amazônia Central;

Analisar o potencial dos solos identificados em estocar carbono nas suas diversas camadas.

### **ESPECÍFICOS**

Identificar as variações do carbono orgânico nas frações lábeis e não lábeis do solo em diferentes posições topográficas do relevo;

Quantificar os estoques de carbono por perfil de solo, até 2 m de profundidade, em camadas do solo, em função da posição topográfica;

Avaliar o potencial de estocagem e de liberação de C de cada camada.

## **3. MATERIAL E MÉTODOS**

### **Área de estudo**

A área de estudo encontra-se na Reserva Biológica do Cuieiras, do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia - INPA, que abrange uma área de aproximadamente

22.700 ha, localizada a 50 km ao Norte de Manaus, no km 34 da estrada vicinal ZF-2 (coordenadas geográficas: aproximadamente 2°35'21,08''S e 60°06'53,63''W ). Esta Reserva abrange uma larga área de floresta úmida ainda primitiva, distribuindo-se entre duas bacias hidrográficas: à oeste, a bacia do rio Cuieiras (13.414 ha); à leste a bacia do rio Tarumã-Açu (9.321 ha) (Ranzani, 1980). Caracteriza-se por um gradiente topográfico que divide os solos em: Latossolo Amarelo textura muito argilosa (platôs), Argissolo Amarelo apresentando textura média a argilosa (encosta) e Espodossolo, arenoso (baixios)

### **Granulometria**

A análise granulométrica foi realizada no Laboratório Temático do INPA/LTSP pelo método da pipeta (Embrapa, 1997). Utilizaram-se 50 g de solo dispersado com solução aquosa de pirofosfato de sódio ( $6 \text{ kg m}^{-3}$ ) e de hidróxido de sódio ( $4 \text{ kg m}^{-3}$ ) por agitação lenta durante 16 horas. As frações grosseiras (areia fina e grossa) foram separadas por tamisação, secas em estufa e pesadas para obtenção dos respectivos percentuais. O silte corresponde ao complemento dos percentuais para 100 %, sendo obtido por diferença das outras frações em relação ao total da amostra original.

### **Densidade do solo**

Foi determinada a partir da coleta de amostras indeformadas (Figura 1A), nos mesmos horizontes do solo e nos intervalos verticais da coleta das amostras para o fracionamento da MO, coletando-se as amostras em cilindros volumétricos (anéis de Kopecky) (Figura 1B), medindo-se o diâmetro e altura dos anéis (Figura 1C), tendo um volume total de aproximadamente  $100 \text{ cm}^3$ . Para obtenção da massa de solo seco (MSS), as amostras volumétricas foram secas em estufa a  $105 \text{ }^\circ\text{C}$ , por 48 horas, procedendo-se às posteriores pesagens conforme o método da EMBRAPA (1997), utilizando a seguinte expressão:

$$\rho(\text{kgm}^{-3}) = \frac{Ms}{V}$$

onde:

$\rho(\text{kgm}^{-3})$  = densidade do solo

Ms = Massa de solo seco em estufa a  $105^\circ \text{C}$

V = volume do anel



**A**

**B**

**C**

Figura 1. Perfil de solo amostrado (A); amostras indeformadas em cilindro volumétrico para determinação da densidade do solo (B); preparação das amostras para determinação da densidade (C)

### **Carbono Orgânico Total e Nitrogênio Total**

As análises do carbono e nitrogênio totais e nas frações dos solos foram realizadas em analisador Fisons Instruments NA 1500 NC, utilizando-se aproximadamente 25-30 mg de material, previamente macerado em almofariz até atingir a fina granulometria de talco, em peneira de malha 212  $\mu\text{m}$ , visando a redução de erros associados ao tamanho de grãos.

### **Fracionamento da matéria orgânica do solo (FMOS)**

As amostras destinadas ao fracionamento da matéria orgânica do solo foram coletadas em 10 camadas de solo nos perfis identificados pedologicamente, em intervalos de 0-5 cm, 5-10 cm, 10-20 cm, 20-40 cm, 40-60 cm, 60-80 cm, 80-100 cm, 100-140 cm, 140-160 cm, 160-200 cm. Essas amostragens foram realizadas apenas no ano de 2006, já que o carbono orgânico não sofre variações bruscas em uma área preservada (Buso & Kliemann, 2003).

As análises das amostras foram realizadas no Laboratório Temático de Solos e Plantas (LTSP) do INPA, seguindo a metodologia proposta por Sohi et al., (2001), utilizando amostras de solo TFSA (Figura 2), com as devidas modificações para solos tropicais (Roscoe & Machado, 2002; Campos, 2003), já que esta metodologia tem aplicação para uma variedade de solos e regiões.

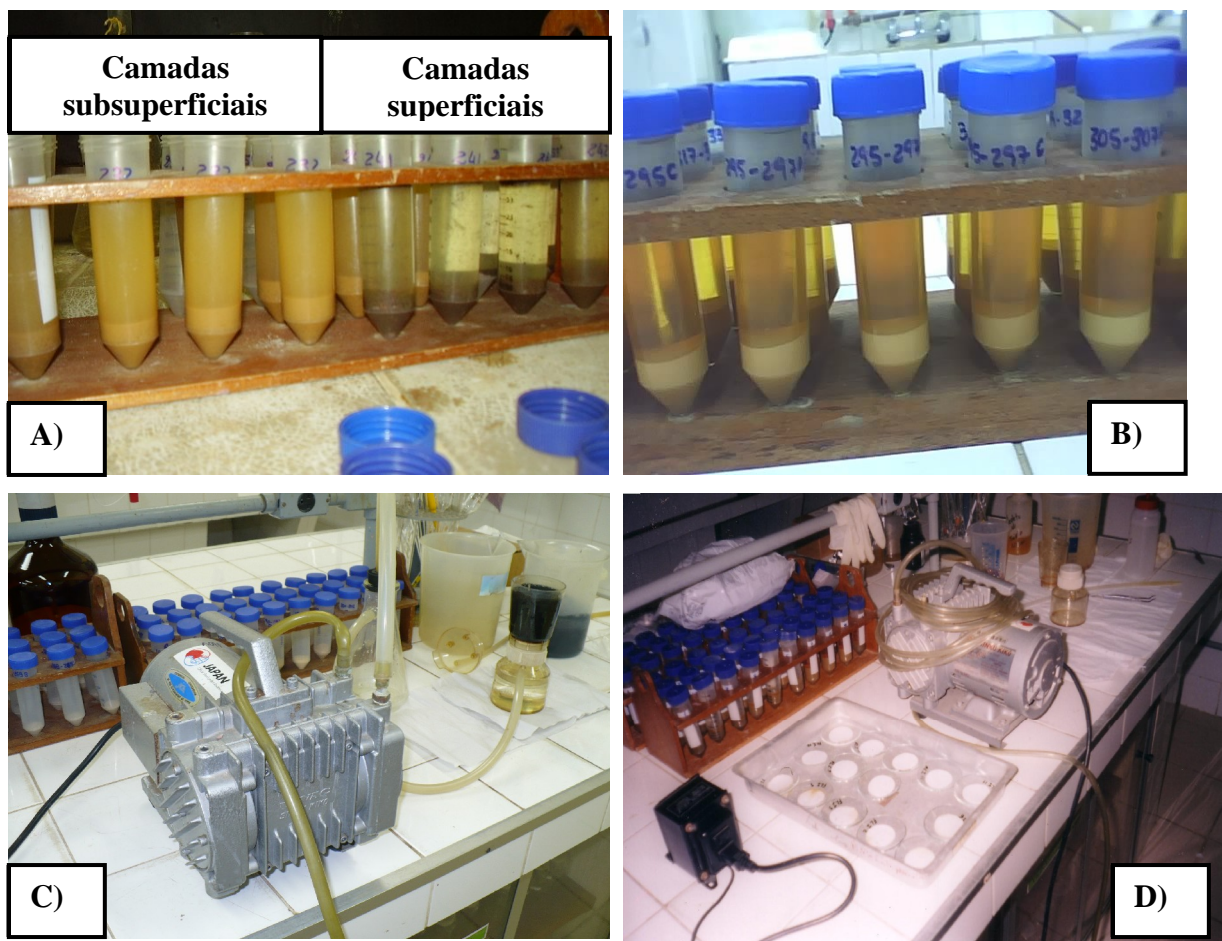


Figura 2. Amostras das camadas superficiais e subsuperficiais (2A) para extração da fração orgânica das amostras em repouso (2B) através da bomba de vácuo (2C) e pesagem dos filtros (2D).

### Estoque de carbono do solo (ECOS)

Procedeu-se ainda o cálculo dos estoques de carbono por camadas de solo (0-5 cm, 5-10 cm, 10-20 cm, 20-40 cm, 40-60 cm, 60-80 cm, 80-100 cm, 100-140 cm, 140-160 cm, 160-200 cm), obtidos a partir do fracionamento da matéria orgânica (FMOS). A

estratificação da MOS no perfil de solo é um parâmetro indicativo da qualidade do solo (Franzluebbers, 2002).

As concentrações de carbono do solo ( $\text{kg m}^{-2}$  de C) foram convertidas em estoques de carbono total ( $\text{Mg ha}^{-1}$  de C). Estoques de carbono por camada de solo do FMOS ( $\text{Mg ha}^{-1}$  de C) (equação 1), foram obtidos multiplicando a concentração de C ( $\text{g kg}^{-1}$ ), densidade do solo na camada estudada ( $\text{kg.m}^{-3}$ ) e espessura (h) em centímetros (cm).

$$ECf_{mos} = \sum_{0cm}^{5cm} Ef_1 + \sum_{5cm}^{10cm} ECf_2 + \sum_{10cm}^{20cm} ECf_3 + \sum_{20cm}^{40cm} ECf_4 + \dots \sum_N^{N+20} ECf_N \quad (1)$$

Estoque de carbono por perfil, em cada fração orgânica, ( $EC_p$ ) ( $\text{Mg ha}^{-1}$ ) foram obtidos somando-se todo os estoques de carbono contido em todas as camadas de solo (Equação 2):

$$EC_p = \sum_{Ncm}^{N+5cm, N+10cm, N+20cm} Ep_{FLL} + Ep_{FLI} + Ep_{Areia} + Ep_{Argila} + Ep_{silte} \quad (2)$$

### **Delineamento experimental e análise estatística**

O experimento foi instalado em um gradiente topográfico representativo da área estudada, sendo que em cada posição topográfica (platô, vertente e baixio), foram utilizadas cinco parcelas de 20 x 40 m, para coleta de amostras para análises do fracionamento da matéria orgânica do solo, carbono orgânico do solo (COS), estoque de carbono do solo (ECOS) e de atributos físicos do solo.

“One way” ANOVA foi utilizada para identificar diferenças significativas entre os parâmetros analisados dentre as classes de solos. O teste de Tuckey HSD foi utilizado para comparação das medias, enquanto que o teste t foi utilizado para comparação do carbono no solo ao longo das camadas e posição topográfica. Utilizou-se o nível de significância a 5 % de probabilidade.