

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA - INPA**  
**UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS - UFAM**  
**Programa Integrado em Biologia Tropical e Recursos Naturais - PIPG**  
**BTRN**  
**Programa de Pós-Graduação em Ecologia - CPEC**

**INFLUÊNCIA DE ATRIBUTOS FÍSICOS E HÍDRICOS DO SOLO  
NA DINÂMICA DO CARBONO ORGÂNICO SOB DIFERENTES  
COBERTURAS VEGETAIS NA AMAZÔNIA CENTRAL**

**JEAN DALMO DE OLIVEIRA MARQUES**

**Manaus, Amazonas**

**Setembro 2009**

# **Livros Grátis**

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA - INPA**  
**UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS - UFAM**  
**Programa Integrado em Biologia Tropical e Recursos Naturais – PIPG**  
**BTRN**  
**Programa de Pós-Graduação em Ecologia - CPEC**

**INFLUÊNCIA DE ATRIBUTOS FÍSICOS E HÍDRICOS DO SOLO  
NA DINÂMICA DO CARBONO ORGÂNICO SOB DIFERENTES  
COBERTURAS VEGETAIS NA AMAZÔNIA CENTRAL**

**JEAN DALMO DE OLIVEIRA MARQUES**

**Orientador: Ph.D. Flavio Jesus Luizão**

**Co-orientador: Dr. Wenceslau Geraldes Teixeira**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Biologia Tropical e Recursos Naturais do convênio INPA/UFAM, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências Biológicas, área de concentração: Ecologia.

**Manaus, Amazonas**

**Setembro 2009**

Tese aprovada junto ao Curso de Pós Graduação em Ecologia do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia – INPA.

Banca Examinadora

Dr. Adonis Moreira  
EMBRAPA-CPPSE

Dr. Jean Ometto  
USP-CENA

Dr. João Ferraz  
INPA-CFT

Dr. Paulo Fernando Martins  
UFPA

Dr. Sávio Ferreira  
INPA-CPCR

Dra. Sonia Sena Alfaia  
INPA-CPCA

Dr. Thierry Desjardins  
IRD-França

Manaus, 30 de Setembro de 2009.

**Ficha catalográfica**

M357 Marques, Jean Dalmo de Oliveira  
Influência de atributos físicos e hídricos do solo na dinâmica do carbono orgânico sob diferentes coberturas vegetais na Amazônia Central / Jean Dalmo de Oliveira Marques.--- Manaus : [s.n.], 2009.  
277 f. : il. color.

Tese (doutorado)-- INPA/UFAM, Manaus, 2009  
Orientador : Flávio Jesus Luizão  
Co-orientador : Wenceslau Geraldes Teixeira  
Área de concentração : Ecologia de Ecossistemas Terrestres

1. Solos – Amazônia. 2. Carbono orgânico. 3. Ecossistemas amazônicos. 4. Fracionamento da MOS. 5. Física do solo. I. Título.

CDD 19. ed. 574.526404

**Sinopse:**

Estudou-se a influência de atributos do solo e hídricos sobre a dinâmica do carbono em diferentes ecossistemas terrestres amazônicos, como forma de compreender melhor a contribuição da Amazônia no ciclo regional do carbono.

**Palavras-chave:**

Carbono orgânico, Dinâmica do carbono, Fracionamento da MOS, Ecossistemas Amazônicos, Física do Solo

**Dedico**

*Aos meus pais: João da Costa Marques e Maria Íris de O. Marques, a minha esposa, amiga e companheira Elizalane Marques e aos meus queridos e amados filhos: Gabriel Marques e Lucas Marques*

**Compartilho**

*Com meus irmãos: Alexandre Marques e Linderjane Marques; e minha tia Iolanda Krichanã, tio João Krichanã e com os primos Daniel e Karen Krichanã.*

**In Memoriam**

*Martinho Lopes e Ária Nunes (meus avós)*

## AGRADECIMENTOS

A Deus, por ter me concedido a permissão de vencer mais uma etapa da minha vida.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), pela oportunidade e apoio na pesquisa.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de estudo.

Ao Professor Dr. Flávio Jesus Luizão pela orientação constante, apoio e amizade.

A Dra. Regina Luizão pelo incentivo e amizade.

Ao Projeto LBA pelo apoio constante para a realização deste estudo.

A EMBRAPA/CPAA, na pessoa do Dr. Rogério Perin, pelo apoio das coletas na área do DAS.

Ao Dr. Wenceslau Teixeira, EMBRAPA/CPAA pelos ensinamentos na área de Física do Solo.

A Dra. Claudia Keller, coordenadora do Curso de Pós-graduação em Ecologia/INPA.

Aos Pesquisadores da Coordenação em Clima e Recursos Hídricos: Dr. Sávio Ferreira e Ari Marques Filho pelo apoio e incentivo durante o decorrer da pesquisa.

A Dra. Hillândia Brandão da Cunha (CPCRH) pelo apoio nas análises de DOC e nutrientes.

A Família LBA/INPA que incentivaram esta pesquisa durante todas as etapas através do apoio logístico, destacando: Rubenildo Lima, Ruth Araújo, Natan Andrade e Ricardo Ferrão, Tomé Nascimento, Tiago de Lima, Antônio Hauxley, Geraldo, Zezinho, Julio Gomes, Adriana Castro, Marcos, Fabrício, J.Tota, Joana de Paula, Terezinha Monteiro e Daniela Pauletto

Ao Laboratório Temático de Análise de Solo e Planta do INPA, especialmente aos amigos Orlando Cruz Júnior, Edivaldo Chaves, Tânia Pimentel, Nonato Aquino, Jonas Filho, Beto Quesada, Marta Iria, Raimundo Nonato, Luan Peres e Cleuteomar Marcio.

A Valda Nogueira e Princila Nogueira pela amizade

A Jucimary Nascimento que, apesar da distância, sempre incentivou minha vida acadêmica.

A Ana Maria Reis e a toda a família Reis, em especial a Dona Socorro Reis, pelo apoio durante a realização do Curso.

Aos amigos da Embrapa/CPAA, companheiros de longas excursões pela Amazônia: Estevão, Taveira e Gilvan

Ao amigo Ruben Barbosa pela amizade e auxílio na elaboração dos desenhos e esquemas desta tese.

Aos amigos de curso: Lucerina Trujillo, Fabiane Oliveira, Erik Oblitas, José Júlio e Carlos pelo convívio do dia a dia no decorrer da redação desta tese.

Aos amigos Pedro Carvalho, Marcelo Oliveira, Jesus, Daniel Maquiné pelo apoio incondicional nas etapas do campo desta pesquisa.

A Secretaria da Pós-Graduação em Ecologia pelo trabalho das funcionárias Beverly e Rosirene

A família Moura de Araújo: Paulo, Sandra, Silvania, Juliana, Elizangela, Priscila e Laurenice Noronha, pelo convívio de todos os dias.

## SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	ix
LISTA DE TABELAS.....	xv
RESUMO.....	xvii
ABSTRACT.....	xix
INTRODUÇÃO GERAL.....	20
OBJETIVOS GERAIS.....	31
OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	31

### **Capítulo I: Relação entre estoque e dinâmica de carbono orgânico com atributos físicos do solo em floresta sob gradiente topográfico na Amazônia Central**

Resumo.....	32
1. Introdução.....	33
2. Materiais e Métodos.....	37
3. Resultados e Discussão.....	49
4. Conclusão.....	93
5. Referências .....	95

### **Capítulo II: Variações do carbono orgânico dissolvido em função de parâmetros físico-hídricos do solo sob diferentes sistemas de uso da terra na Amazônia Central**

Resumo.....	108
1. Introdução.....	109
2. Materiais e Métodos.....	112
3. Resultados e Discussão.....	117
4. Conclusão.....	140
5. Referências .....	142

### **Capítulo III: Fracionamento da matéria orgânica do solo em posições topográficas na Amazônia Central: potencial de estocagem e vulnerabilidade do carbono nas frações do solo de floresta**

Resumo.....	149
1. Introdução.....	150
2. Materiais e Métodos.....	152
3. Resultados e Discussão.....	157

4. Conclusão.....	182
5. Referências.....	184

**Capítulo IV: Fracionamento da matéria orgânica do solo sob diferentes ecossistemas na Amazônia Central**

Resumo.....	191
1. Introdução.....	192
2. Materiais e Métodos.....	195
3. Resultados e Discussão.....	214
4. Conclusão.....	253
5. Referências .....	255
CONCLUSÃO GERAL.....	268
REFERÊNCIAS GERAIS.....	270

## LISTA DE FIGURAS

### Capítulo I: Relação entre estoque e dinâmica de carbono orgânico com atributos físicos do solo em floresta sob gradiente topográfico na Amazônia Central

- Figura 1.** Desenho esquemático da toposseqüência com os pontos amostrais.....38
- Figura 2.** Desenho representativo do experimento ao longo da toposseqüência: coleta de solo nos horizontes pedogenéticos.....39
- Figura 3.** Perfis de solos abertos no platô, encosta e baixio para coleta de amostras deformadas.....41
- Figura 4.** Amostra de solo em cilindro volumétrico para determinação da densidade do solo (A); preparação das amostras para determinação da densidade (B), aferição do diâmetro e altura com o paquímetro (C).....46
- Figura 5.** Imagem da delimitação da bacia hidrográfica com as delimitações das áreas de platô, encosta e baixio.....48
- Figura 6.** Distribuição granulométrica (%) dos solos, nos diferentes horizontes dos solos e posições topográficas em Bacia Hidrográfica na Reserva Biológica do Cueiras/ZF2 (Floresta Primária).....50
- Figura 7.** Densidade (A) e distribuição dos poros (B), nos diferentes horizontes dos solos e posições topográficas em Bacia Hidrográfica na Reserva Biológica do Cueiras/ZF2 (Floresta Primária).....51
- Figura 8.** Valores médios das massas de agregados retidos em diferentes classes de tamanho e diâmetro médio geométrico. A primeira letra compara as classes de tamanho dos agregados dentro de cada solo, a segunda compara as classes entre os solos ( $p < 0,05$ ; Tuckey HSD a 5%).....59
- Figura 9.** Valores médios das concentrações de carbono, ao longo de 4 anos amostragem, ao longo do gradiente topográfico em Bacia Hidrográfica na Reserva Biológica do Cueiras/ZF2 (Floresta Primária), nas diferentes classes de solos.....62

- Figura 10.** Valores médios das concentrações de nitrogênio, ao longo de 4 anos amostragem, ao longo do gradiente topográfico em Bacia Hidrográfica na Reserva Biológica do Cueiras/ZF2 (Floresta Primária), nas diferentes classes de solos.....63
- Figura 11.** Valores médios da relação CN, ao longo de 4 anos amostragem, ao longo do gradiente topográfico em Bacia Hidrográfica na Reserva Biológica do Cueiras/ZF2 (Floresta Primária), nas diferentes classes de solos.....64
- Figura 12.** Relação entre Carbono Orgânico do Solo (COS) e Atributos físicos do solo: A, B e C (textura); D, E e F (densidade); G, H e I (porosidade total) em Latossolo, Argissolo e Espodossolo, respectivamente.....71
- Figura 13.** Relação entre Carbono Orgânico do Solo (COS) e Atributos físicos do solo: A, C e E (Macroporosidade) e B, D e F (Microporosidade) em Latossolo, Argissolo e Espodossolo, respectivamente.....72
- Figura 14.** Relação entre carbono orgânico e teor de caulinita nos horizontes de solos muito argilosos e argilosos: Latossolo Amarelo distrófico (A) e Argissolo Vermelho amarelo distrófico(B).....78
- Figura 15.** Relação entre carbono orgânico e teor de quartzo nos horizontes de solos arenosos: Espodossolo Cárbico Hidromórfico típico.....80
- Figura 16.** Somatório do estoque de carbono no platô, ao longo dos anos, em camadas (A), em intervalos de camadas (B) sob floresta primária (ZF2/Cueiras).....82
- Figura 17.** Somatório do estoque de carbono na encosta, ao longo dos anos, em camadas (A), em intervalos de camadas (B) em Bacia Hidrográfica sob floresta primária (ZF2/Cueiras).....83
- Figura 18.** Somatório do estoque de carbono no baixio, ao longo dos anos, em camadas (A), em intervalos de camadas (B) em Bacia Hidrográfica sob floresta primária (ZF2/Cueiras).....84
- Figura 19.** Estoques de carbono no platô (A), encosta (B) e baixio (C) nos horizontes do solo em Bacia Hidrográfica sob floresta primária (ZF2/Cueiras).....88
- Figura 20.** Imagem STRM da delimitação da Microbacia Hidrográfica com as porcentagens das áreas de platô, encosta e baixio.....91

**Capítulo II: Variações do carbono orgânico dissolvido em função em função de parâmetros físico-hídricos do solo sob diferentes sistemas de uso da terra na Amazônia central.**

<b>Figura 1.</b> Bateria representativa dos extratores de solução do solo instalados no experimento.....	115
<b>Figura 2.</b> Extratores distanciados no campo.....	115
<b>Figura 3.</b> Procedimentos no processo de coleta de solução do solo nas diferentes profundidades.....	116
<b>Figura 4.</b> Gráfico demonstrativo da precipitação durante o período estudado.....	118
<b>Figura 5.</b> Dinâmica do COD até 2m de profundidade em solos de textura argilosos (A) e média (B) em função de gradiente topográfico.....	119
<b>Figura 5.</b> Dinâmica do COD até 60 cm de profundidade em solos arenosos (C) em função de gradiente topográfico.....	123
<b>Figura 6.</b> Dinâmica do COD até 2,0 cm de profundidade em solos de textura argilosa sob pastagem manejada.....	125
<b>Figura 7.</b> Dinâmica do COD até 2,0 cm de profundidade em solos de textura argilosa sob Sistemas Agroflorestais e Capoeira.....	126
<b>Figura 8.</b> Variação do COD em função da sazonalidade em floresta primária: A) platô;latossolo e B) encosta;argissolo .....	128
<b>Figura 8.</b> Variação do COD em função da sazonalidade em área de baixio (Espodossolo) (C) sob Floresta Primária.....	129
<b>Figura 9.</b> Variação do COD em função da sazonalidade em Floresta Primária (A) e Pastagem (B).....	131
<b>Figura 10.</b> Variação do COD em função da sazonalidade em Sistema Agroflorestal (A) e Capoeira (B).....	132
<b>Figura 11.</b> Variação do COD em função da sazonalidade, período seco(A) e chuvoso(B)...	134
<b>Figura 12.</b> Variação do COD em função da sazonalidade: seco-chuvoso (A) e chuvoso-seco (B).....	135

**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.....138

### **Capítulo III: Fracionamento da matéria orgânica do solo em posições topográficas na Amazônia central: potencial de estocagem e vulnerabilidade do carbono nas frações do solo de floresta**

**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).....154

**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).....155

**Figura 3.** Distribuição granulométrica (%) dos solos, nos diferentes horizontes dos solos e posições topográficas na bacia hidrográfica Asú, na Reserva Biológica do Cueiras/ZF2 (Floresta Primária).....158

**Figura 4.** Fracionamento dos poros dos solos (%), nos diferentes horizontes e posições topográficas em Bacia Hidrográfica na Reserva Biológica do Cueiras/ZF2 (Floresta Primária).....159

**Figura 5.** Porcentagem do carbono orgânico nas frações leve livre (C-FLL), leve intra-agregada (C-FLI) e pesadas (C-Areia, C-Argila e C-Silte) nas diferentes profundidades dos solos situados no Platô e Encosta em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2), respectivamente.....164

**Figura 6.** Presença de redes de raízes finas e médias que retém liteira fina e grossa nas camadas superficiais do solo.....167

**Figura 7.** Estoques de carbono nas frações leves e pesadas do solo em diversas profundidades ao longo de gradiente topográfico em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2), localizado no platô.....171

**Figura 8.** Estoques de carbono nas frações leves e pesadas do solo em diversas profundidades ao longo de gradiente topográfico em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2), localizado na encosta.....172

**Figura 9.** Estoques de carbono nas frações leves e pesadas do solo em diversas profundidades ao longo de gradiente topográfico em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2), localizado no baixio.....173

**Figura 10.** Estoques de nitrogênio nas frações leves e pesadas do solo em diversas profundidades ao longo de gradiente topográfico em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2), localizado no platô.....176

**Figura 11.** Estoques de nitrogênio nas frações leves e pesadas do solo em diversas profundidades ao longo de gradiente topográfico em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2), localizado na encosta.....177

**Figura 12.** Estoques de carbono nas frações leves e pesadas do solo em diversas profundidades ao longo de gradiente topográfico em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2), localizado no baixio.....178

#### **Capítulo IV: Fracionamento da matéria orgânica do solo sob diferentes ecossistemas na Amazônia Central**

**Figura 1.** Localização das áreas estudadas.....197

**Figura 2.** Perfis de solos abertos para coleta das amostras deformadas para análise física, química e fracionamento físico da matéria orgânica do solo.....198

**Figura 3.** Identificação dos horizontes pedológicos (A=Latossolo Amarelo; B= Latossolo Vermelho Amarelo) a partir da retirada de amostras deformadas.....198

**Figura 4.** Delimitação das profundidades para coleta das amostras para o fracionamento físico da matéria orgânica do solo.....199

**Figura 5.** Análise granulométrica.....201

**Figura 6.** Cilindros volumétricos para amostragem da densidade do solo (A e B) e esquema representativo da coleta dos cilindros nas camadas do solo.....202

**Figura 7.** Abertura de perfis de solo (A), retirada de amostras indeformadas (B), classificação de solos (C) e aferição de anéis volumétricos (D).....203

**Figura 8.** Identificação dos horizontes do solo (A) e camadas do solo (B).....204

**Figura 9.** Diferentes pesos obtidos nas frações FLL (A) e FLI (B).....206

**Figura 10.** Esquema demonstrativo do fracionamento da matéria orgânica do solo da fração leve livre (FLL).....208

**Figura 11.** Esquema demonstrativo do fracionamento da matéria orgânica do solo da fração leve intra agregada (FLI) e fracionamento pesado nas frações argila, areia e silte.....209

<b>Figura 12.</b> Valores médios geométricos das massas de agregados retidos em diferentes classes de tamanho.....	218
<b>Figura 13.</b> Diâmetro médio dos agregados nos diferentes ambientes ( $p < 0,05$ ).....	219
<b>Figura 14.</b> Diferença entre a quantidade de carbono orgânico encontrado na superfície e em profundidade, na fração C-FLL (A), pesagem do carbono contido na fração C-FLI (B)..	230
<b>Figura 15.</b> Teores de carbono nas frações dos solos nos diferentes ecossistemas.....	236
<b>Figura 16.</b> Teores de nitrogênio nas frações dos solos nos diferentes ecossistemas.....	239
<b>Figura 17.</b> Estoques de carbono nas frações leves e pesadas em diversas profundidades em Floresta Primária.....	243
<b>Figura 18.</b> Estoques de carbono nas frações leves e pesadas em diversas profundidades em Pastagem Manejada.....	244
<b>Figura 19.</b> Estoques de carbono nas frações leves e pesadas em diversas profundidades em Capoeira.....	245
<b>Figura 20.</b> Estoques de carbono nas frações leves e pesadas em diversas profundidades em Sistema Agroflorestal.....	246
<b>Figura 21.</b> Estoques de nitrogênio nas frações leves e pesadas em diversas profundidades em Floresta Primária.....	247
<b>Figura 22.</b> Estoques de nitrogênio nas frações leves e pesadas em diversas profundidades em Pastagem.....	248
<b>Figura 23.</b> Estoques de nitrogênio nas frações leves e pesadas em diversas profundidades em Capoeira.....	249
<b>Figura 24.</b> Estoques de nitrogênio nas frações leves e pesadas em diversas profundidades em Sistema Agroflorestal.....	250

## LISTA DE TABELAS

### Capítulo I: Relação entre estoque e dinâmica de carbono orgânico com atributos físicos do solo em floresta sob gradiente topográfico na Amazônia Central

**Tabela 1.** Resultados das análises químicas dos perfis da topossequência, , Reserva Biológica do Cueiras/ZF2 – Manaus/AM.....55

**Tabela 2.** Valores totais de densidade, carbono orgânico, nitrogênio, relações C/N, densidade do solo, teor de argila, estoques de carbono e estoque de nitrogênio em diversas profundidades ao longo de gradiente topográfico em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2).....56

**Tabela 3.** Caracterização macromorfológica dos perfis localizados no platô e encosta, topossequência, Reserva Biológica do Cueiras/ZF2, km 34 – Manaus/AM.....57

**Tabela 4.** Valores totais do carbono orgânico, nitrogênio, relação C/N e estoque de carbono nos diferentes horizontes dos solos e posições topográficas em Bacia Hidrográfica na Reserva Biológica do Cueiras/ZF2 (Floresta Primária).....65

**Tabela 5.** Teores dos minerais ( $\text{g kg}^{-1}$ ) existentes na fração argila nos horizontes dos solos do platô, encosta e baixio.....76

**Tabela 6.** Valores médios dos estoques de carbono ( $\text{Mg ha}^{-1}$  de C) em camadas para as classes de solos avaliadas em Floresta Primária (ZF2/Cueiras) considerando os anos amostrados (N=3).....85

**Tabela 7.** Valores médios dos estoques de carbono ( $\text{Mg ha}^{-1}$  de C) em intervalos de camadas para as classes de solos avaliadas em Floresta Primária (ZF2/Cueiras) considerando os anos amostrados (N=3).....86

**Tabela 8.** Valores médios estimados para os estoques de carbono (Gg C) em cada camada de solo para as classes de solos avaliadas em Floresta Primária (ZF2/Cueiras) considerando os anos amostrados (N=3).....89

**Tabela 9.** Valores médios dos estoques de carbono (Gg C) em intervalos de camadas para as classes de solos avaliadas em Floresta Primária (ZF2/Cueiras) considerando os anos amostrados (N=3).....90

### Capítulo II: Variações do carbono orgânico dissolvido em função em função de parâmetros físico-hídricos do solo sob diferentes sistemas de uso da terra na Amazônia central

**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.....139

### **Capítulo III: Fracionamento da matéria orgânica do solo em posições topográficas na Amazônia central: potencial de estocagem e vulnerabilidade do carbono nas frações do solo de floresta**

**Tabela 1.** Teores de carbono orgânico ( $\text{g kg}^{-1}$  solo) nas frações físico-densimétricas de amostras coletadas em diversas profundidades em três posições topográficas em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2). Os valores representam a média de cinco perfis por posição topográfica (N=5).....161

**Tabela 2.** Valores totais de densidade, carbono orgânico, nitrogênio, relações C/N, densidade do solo, teor de argila, estoques de carbono e nitrogênio em diversas profundidades ao longo de gradiente topográfico em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2).....181

**Tabela 3.** Estoques totais de carbono nas frações do solo por perfil até 2,0 m de profundidade em  $\text{Mg ha}^{-1}$  se C contidos em cada fração do solo.....179

**Tabela 4.** Estoques totais de nitrogênio ( $\text{Mg ha}^{-1}$  de N nas frações do solo por perfil até 2,0 m de profundidade contidos em cada fração do solo).....180

### **Capítulo IV: Fracionamento da matéria orgânica do solo sob diferentes ecossistemas na Amazônia central: floresta, pastagem, capoeira e SAF**

**Tabela 1.** Valores totais de densidade, carbono orgânico, nitrogênio, relações C/N, densidade do solo, teor de argila, estoques de carbono e estoque de nitrogênio em diversas profundidades em diferentes sistemas de uso da terra (SUT): Floresta, Pastagem, Capoeira e SAF, na Amazônia Central.....220

**Tabela 2.** Resultados das análises químicas dos solos sob diferentes sistemas de uso da terra (SUT).....222

**Tabela 3.** Pesos das frações de carbono nos solos.....226

**Tabela 4.** Teores de carbono ( $\text{g kg}^{-1}$  solo) e nitrogênio nas frações leves dos solos nos diferentes ambientes.....228

**Tabela 5.** Teores de carbono ( $\text{g kg}^{-1}$  solo) e nitrogênio nas frações leves dos solos nos diferentes ambientes.....232

**Tabela 6.** Estoques totais de carbono nas frações do solo por perfil até 2,0 m de profundidade em  $\text{MgCh}^{-1}$  contidos em cada fração do solo.....252

**Tabela 7.** Estoques totais de nitrogênio nas frações do solo por perfil até 2,0 m de profundidade em  $\text{Mg ha}^{-1}$  de N contidos em cada fração do solo.....252

## RESUMO

Neste estudo, foram realizadas coletas sucessivas de amostras de solos e solução do solo, juntamente com medidas das quantidades de água no solo, durante 4 anos, avaliando o carbono (C) e os nutrientes contidos no solo e na água do solo. As áreas de estudo, representando diferentes coberturas vegetais, foram: a) Floresta Primária (com parcelas em três posições topográficas distintas: platô, vertente e baixio); b) Pastagem antiga e ativa; c) Sucessão secundária; e d) Sistema Agroflorestal (SAF) com 14-17 anos de idade. Um total de 500 amostras de solo e solução do solo foram coletadas até 2,0 m de profundidade para análise de carbono e nutrientes. As amostras de solo foram coletadas em trincheiras abertas até 2,0 m de profundidade, sendo uma em cada ambiente estudado e em cada posição topográfica da Floresta Primária). Adicionalmente, foram realizadas tradagens em torno das trincheiras abertas em cada etapa da coleta, para avaliar o grau de heterogeneidade do solo. Fracionou-se o carbono orgânico do solo (COS) nas amostras das camadas 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, e 160-200 cm. Quantificou-se o potencial de emissão de carbono do solo em cada ecossistema estudado, comparando-se as diferenças entre os ambientes. Testes de infiltração e permeabilidade foram efetuados na camada superficial do solo, observando sua interação com o carbono orgânico dissolvido (COD). Os atributos do solo como textura, densidade do solo, estabilidade de agregados e macroporosidade, interferem no fluxo do carbono no solo, favorecendo aumentos nos estoques e na qualidade do COS, caso não sejam alterados. Houve uma variação espacial e temporal no COD entre as profundidades amostradas, decrescendo em profundidade e influenciado diretamente pela variação topográfica e pelos atributos físicos do solo. Os eventos de precipitação, e as taxas de infiltração e permeabilidade do solo podem induzir um movimento rápido da água através dos macroporos, superando o contato de solutos orgânicos e inorgânicos com a matriz do solo, reduzindo assim a retenção sortiva. Os resultados obtidos 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. Na superfície dos quatro ambientes estudados, em torno de 60% do carbono presente está associado as frações mais lábeis do solo, enquanto que em profundidade 70% do carbono está retido nas frações pesadas. A média de perdas de carbono total na fração lábil na área de pastagem quando comparado com a floresta, capoeira e SAF foi de 38,82 Mgha<sup>-1</sup> de C 39,54 Mgha<sup>-1</sup> de C e 36,18 Mgha<sup>-1</sup> de C, respectivamente; inferindo-se que conversão de floresta para o estabelecimento de SAF ou capoeira libera menos carbono para a atmosfera. Em caso de alteração em área de Floresta Primária, o solo do platô, encosta e baixio emitiram para a atmosfera, nas diferentes frações, em torno de 112,71 Mgha<sup>-1</sup> de C (FLL-fração leve livre), 2,60 Mgha<sup>-1</sup> de C (FLI-fração leve intra-agregada), 28,34 Mgha<sup>-1</sup> de C (areia), 56,17 Mgha<sup>-1</sup> de C (argila) e 40,61 Mgha<sup>-1</sup> de C (Silte), potencializando 240,43 Mgha<sup>-1</sup> de C. Os altos estoques totais de C, especialmente em camadas pouco profundas nos baixios de florestas, reforçam a precaução atual em reduzir as explorações de áreas de floresta tropicais nativas. A exposição desse carbono em função do desmatamento destas áreas, aliado ao efeito das mudanças climáticas, pode induzir perdas significativas desse carbono estocado no solo para a atmosfera.

## ABSTRACT

In the present study, successive sampling of soil layers and soil solution were carried out, together with measurements of soil water contents, during 4 years, to evaluate the contents of carbon (C) and nutrients in soil. The study areas, representing four different vegetation cover, were: a) primary forest (with plots on three distinct topographic positions: plateau, slope, and valley); b) active old pasture; c) second growth; and, d) a 14-17 year old Agroforestry system (AFS). A total of 500 samples of bulk soil and soil solution was collected up to a 2-m depth, for analyzing C and nutrients. Soil profiles were excavated, one for each type of vegetation cover, and topographic position (in primary forest). Additionally, soil cores were taken around the soil profiles, at each stage of the study, to evaluate the degree of heterogeneity of the soil. Soil organic carbon (SOC) was fractionated in the samples taken from the depths 0-5 cm, 5-10 cm, 10-20 cm, 20-40 cm, 40-60 cm, 60-80 cm, 80-100 cm, 100-160 cm, and 160-200 cm. The potential of carbon emission of the ground in each studied ecosystem was quantified, comparing the differences enters environments. Tests of water infiltration and soil permeability were made for the surface layer, evaluating their interactions with the dissolved organic carbon (DOC). Soil physical attributes such as texture, bulk density, aggregate stability, and macroporosity do interfere on the flow of soil carbon, favoring increases in the amounts and quality of soil C in case that they are not modified. There were spacial and temporal variations in DOC between horizons, decreasing in depth, directly influenced by topographical variation and soil physical attributes. The precipitation events, infiltration rates and soil permeability can induce a fast movement of the water throughout the macropores surpassing the contact of organic and inorganic solutes with the soil matrix, thus reducing the sorptive retention. The results demonstrated to greater concentrations of COD in the following sequence: agroforestry system (AFS) > second growth > forest > pasture, demonstrating the capacity of the SAF and second growth in recouping and/or send carbon in the solution of the ground. In the surface of four studied environments, around 60% of present carbon is associated the fractions labels of the ground, whereas in depth 70% of carbon is restrained in the heavy fractions. The average of losses of total carbon in the labil fraction in the pasture area when compared with the forest, second growth and AFS was of 38.82 Mgha<sup>-1</sup> of C 39.54 Mgha<sup>-1</sup> of C e 36.18 Mgha<sup>-1</sup> of C, respectively; supposed that the conversion of forest for the establishment of AFS or second growth liberates little carbon for the atmosphere. In case of land use changes in areas of primary forest, the ground of the plateau, slope and valley had emitted for the atmosphere, in the different fractions, around 112.71 Mgha<sup>-1</sup> of C (FLL), 2.60 Mgha<sup>-1</sup> of C (FLI), 28.34 Mgha<sup>-1</sup> of C (sand), 56.17 Mgha<sup>-1</sup> of C (clay) and 40.61 Mgha<sup>-1</sup> of C (silte), potencializando 240.43 Mgha<sup>-1</sup> of C. The high total stocks of soil C, especially in shallow layers of valley forests, stresses the need of extreme precaution towards the conversion of tropical forests into other systems. Exposing this to the effects of deforestation, besides the effect of climate changes can cause significant losses of this carbon stored in soil to the atmosphere.

## INTRODUÇÃO GERAL

A floresta amazônica é um reservatório de carbono que pode ser gradualmente liberado para a atmosfera por meio da ação combinada de desmatamento, mudanças no uso da terra e os impactos das mudanças no clima (Cox et al., 2000, 2004; Houghton, 2005; IPCC, 2007; Malhi et al., 2006; Nepstad et al., 1999). Além disso, é um dos mais importantes ecossistemas do planeta, devido à extensão de suas florestas tropicais úmidas, a biodiversidade, as taxas em que estão sendo modificadas e também à sua extensa rede de drenagem (Krusche et al., 2005).

O entendimento dos processos de reposição e manutenção da matéria orgânica ao solo representa o componente chave no balanço do ecossistema terrestre (Bajracharya et al., 1998). A capacidade do solo em sequestrar carbono é função do teor de argila, da mineralogia, da estabilidade da estrutura, da posição na paisagem, da umidade, da temperatura, da forma e estabilidade de retenção dos microagregados do solo (Lal, 2004).

As informações sobre mudanças de carbono no solo são a chave para controlar os processos de estabilização em escala temporal e espacial. Fatores como mudanças no clima (regime de chuva e temperatura) influenciam bastante a qualidade e a distribuição da entrada de carbono e sua interação com o solo (Percival et al., 2004). As atuais alterações antropogênicas na biosfera têm causado a diminuição das fontes de entrada de carbono no solo (Schlesinger, 1993), além de serem emissores de CO<sub>2</sub> (Wallace, 2007). Os desmatamentos tropicais são importantes emissores de CO<sub>2</sub> quando se considera alterações do uso e cobertura do solo. Atualmente as queimadas em regiões Boreais vem sendo consideradas importantes contribuintes, e obviamente, a queima de combustíveis fósseis é a componente antropogênica mais importante às emissões de CO<sub>2</sub> à atmosfera.

Há uma gama de possíveis emissões de carbono a partir do desmatamento tropical, degradação do solo, fogo, invasões, implantação de pastagens, rodovias e monocultivos que parece mais real do que tem sido comumente informado pelos vários estudos e pesquisas. Essa situação tem motivado o meio acadêmico, a buscar informações relativas ao ciclo global do

carbono no ambiente terrestre. Dentro desse aspecto, o presente estudo pretende destacar a importância do solo como grande sumidouro de carbono na Amazônia.

Experimentos científicos demonstram que mudanças globais como a elevação da concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico e nitrogênio alteram a taxa de deposição da entrada de carbono e nitrogênio nos solos (Hyvonen *et al.*, 2007) e modificam o balanço entre a decomposição do carbono orgânico do solo (COS) e processos de formação, afetando o conteúdo de carbono total do solo (van Groenigen *et al.*, 2006).

Dependendo da magnitude do fluxo de carbono do sistema de uso da terra (SUT) poderá haver uma maior ou menor atividade biológica, interferindo na produção de compostos orgânicos secundários, agregação do solo e aparecimento de outras propriedades emergentes do sistema solo (Lovato, 2004). De modo geral, as propriedades emergentes do ciclo do C no solo (teor de MOS (matéria orgânica do solo), agregação, porosidade, infiltração da água, retenção da água, aeração, CTC (capacidade de troca de cátions), balanço de N etc) melhoram a qualidade do solo (Vezzani, 2001).

A dinâmica do carbono tem um papel fundamental no equilíbrio da biosfera, sendo indispensável para a manutenção do ecossistema, já que participa dos principais processos biológicos (fotossíntese e respiração). Atualmente, a importância de estudar os ecossistemas amazônicos reside no fato de ser possível avaliar de que forma as características desses ambientes influenciam na dinâmica do carbono, bem como conhecer os potenciais de seu armazenamento. Devido ao seu tamanho e suas características, a Amazônia pode modificar significativamente os fluxos de carbono e água entre a biosfera e atmosfera (Davidson & Artaxo, 2004; Marland *et al.*, 2008; Ometto *et al.*, 2005; Saleska *et al.*, 2003; Schaphoff *et al.*, 2006; Tian *et al.*, 1998).

Para entender o papel dos ecossistemas amazônicos frente ao balanço do carbono atmosférico é preciso considerar a sua relação com as interações físicas, químicas, biológicas e hídricas com o solo. Atualmente, há uma grande busca de informações sobre os principais fatores que controlam o comportamento da matéria orgânica em solos tropicais como

umidade, clima, estrutura, textura, mineralogia e manejo do solo (Schoenholtz et al., 2000; Powers & Schlesinger, 2002; Telles et al., 2003).

Recentemente, uma grande ênfase tem sido dada à manutenção de matéria orgânica nos ecossistemas, promovendo a sua função de seqüestrar carbono (Lal, et al., 1999; Follet, 2001; Swift, 2001). As regiões tropicais e subtropicais são exemplos de ambientes onde o balanço entre manejo do solo aliado às características climáticas são um fator chave para equilíbrio da decomposição da matéria orgânica (Duxbury et al., 1989; Bayer et al., 2000; Sá et al., 2001). Nessas áreas tanto produção como decomposição da matéria orgânica aumentam com a temperatura, mas os maiores aumentos são constatados nas taxas de decomposição (Nakane, 1975; Schlesinger, 1977; Oades, 1988).

Inúmeras pesquisas ressaltam a preocupação com as mudanças no COS nos ecossistemas terrestres ao longo do tempo (Letterns et al., 2005; Vries et al., 2006), e em diferentes ecossistemas no Mundo (Bernoux, et al., 2006; Glenday, 2006; Hashimoto et al., 2000; Rodriguez, et al., 2006; Sá et al., 2001; Thuille & Shulze, 2006), sob a perspectiva do aumento nos níveis de CO<sub>2</sub> na atmosfera (Jastrow et al., 2005).

Apesar de uma intensa busca de informações sobre a interação da dinâmica do carbono com outros parâmetros, ainda é muito limitado o conhecimento sobre as prováveis influências que a pedologia e a dinâmica da água possam exercer sobre a dinâmica do carbono. Nessa perspectiva, trabalhos que possam descrever melhor a provável relação entre os atributos físico-hídricos do solo com a dinâmica do carbono em diferentes tipos de ecossistemas na Amazônia, são de extrema importância para o desenvolvimento de sistemas de uso da terra e para utilização racional de áreas abandonadas ou degradadas na Amazônia.

Sabe-se que a conversão de ecossistemas naturais em sistemas agrícolas envolve uma série de atividades que afetam as taxas de adição e decomposição da matéria orgânica do solo (MOS) (Zinn et al., 2005). Em sistemas naturais, os fatores de formação do solo são os

determinantes primários dos processos de ciclagem de C, uma vez que exercem influência sobre o aporte de resíduos e sobre as saídas de C do solo (Stevenson, 1994).

Quando a vegetação nativa é substituída por sistemas agrícolas, os estoques de carbono orgânico (Corg.) no solo podem ser drasticamente reduzidos, com perdas da ordem de 50 % nos primeiros 20 cm de profundidade e de até 20 % na profundidade de um metro. Em regiões tropicais, as condições de temperaturas elevadas, os altos índices pluviométricos e, como conseqüência, a intensa atividade microbiana propiciam a rápida decomposição dos materiais orgânicos depositados no solo (Silva & Machado, 2000; Mielniczuk et al., 2003). Segundo Zinn et al. (2005), as maiores taxas de decomposição da matéria orgânica do solo (MOS) observadas em áreas sob cultivo ocorrem devido às perturbações físicas do solo, que implicam do rompimento dos macroagregados (reduzindo a proteção física da MOS), expondo a MO (matéria orgânica) protegida aos processos microbianos e contribuindo, dessa forma, para aumentar as taxas de emissão de CO<sub>2</sub> para a atmosfera.

Nesse panorama, o solo tem uma grande participação no equilíbrio do balanço do carbono por ser um sistema aberto, com permanente troca de matéria e energia com o meio (Addiscott, 1995), e complexo, em virtude de uma intrínseca rede de relações entre os subsistemas que o compõem, representados pelos vegetais, organismos (macro e microrganismos) e matéria mineral. O aporte de carbono, nutrientes e da solução do solo na interface solo-planta-rio-atmosfera são importantes para o entendimento do ciclo biogeoquímico com reflexos diretos nas formas de uso do solo.

Vários mecanismos de estabilização da MOS tem sido discutidos (von Lutzow et al., 2006), sendo relacionados com atributos do solo, como a proteção física da matéria orgânica através da ação de poros, agregados, interação da superfície dos minerais com as moléculas orgânicas, bem como a relação da MOS com propriedade terrestre dos ecossistemas associadas aos processos físicos, químicos e biológicos (Chen et al., 2004).

## O CICLO GLOBAL DO CARBONO

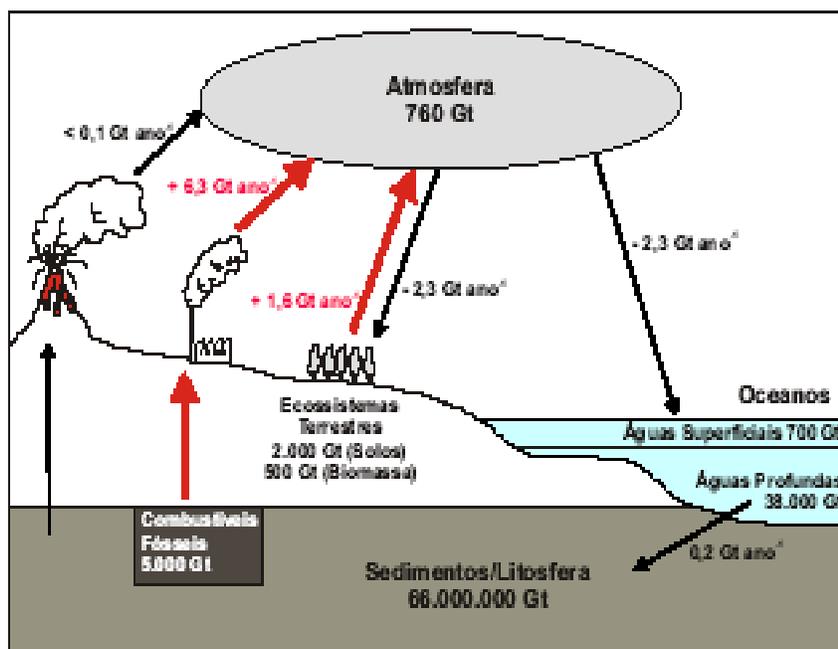
As quantidades de CO<sub>2</sub> na atmosfera resultam do balanço entre fontes e sumidouros nos seus principais reservatórios: os ecossistemas terrestres, os oceanos e a litosfera (Figura 1). O maior reservatório de carbono na Terra se encontra nas rochas sedimentares, sendo estimado em 66 bilhões de Gt de C (German, 1989). Os fluxos de carbono entre a atmosfera e esse imenso reservatório ocorrem lentamente, com taxas anuais extremamente baixas. O CO<sub>2</sub> atmosférico, por sua vez, pode ser absorvido nos ecossistemas terrestres, principalmente, pela fotossíntese e, nos oceanos, através da fotossíntese e da dissolução na forma de carbonatos (Schlesinger, 1997; Wigley & Shimel, 2000).

Nos ecossistemas terrestres, o CO<sub>2</sub> fixado pela vegetação segue vários caminhos, sendo parcialmente consumido pela respiração dos próprios autotróficos e, principalmente, servindo de fonte básica de energia para os demais sistemas heterotróficos.

Esses organismos consomem parte do carbono pela respiração e repassam outra parte para os diferentes níveis tróficos, terminando, finalmente, por ser consumido pelo processo de decomposição, no qual, parte do carbono acumula-se no solo, formando a matéria orgânica do solo (MOS). A MOS é também decomposta, porém em taxas lentas, o que permite que este seja um importante reservatório de C nos sistemas terrestres. Por essa razão, calcula-se que as quantidades de carbono armazenados nos solos sejam quatro vezes superiores às encontradas na vegetação (Watson et al., 2000). O tempo de permanência do C nestes reservatórios terrestres varia entre dias a alguns poucos milhares de anos (Wigley & Schimel, 2000).

Nos oceanos, o CO<sub>2</sub> pode seguir duas rotas principais: a orgânica, na qual é fixado pela fotossíntese das algas, e a mineral, na qual se dissolve na forma de ácido carbônico, com posterior precipitação de carbonatos. O C fixado na forma orgânica segue a mesma rota daquele dos ecossistemas terrestres, passando por diferentes níveis tróficos, sendo parcialmente perdido por respiração e decomposição, em um ciclo relativamente rápido. Parte deste C orgânico, e, principalmente, os carbonatos (inorgânicos) vão sendo lentamente acumulados no fundo dos oceanos, formando depósitos sedimentares. Em condições naturais,

o retorno para a atmosfera do carbono aprisionado neste reservatório sedimentar ocorre somente através de emissões vulcânicas e hidrotérmicas, o que leva em média 400 milhões de anos (Schlesinger, 1997).



Ciclo biogeoquímico do carbono

Fonte: Roscoe (2006) baseado em Watson et al. (2001)

O carbono orgânico do solo vem sendo sistematicamente quantificado tanto na forma de teores totais quanto em seus diferentes compartimentos no solo. 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 uma melhor caracterização do carbono no solo, utiliza-se o fracionamento físico, que possibilita a separação de reservatórios da MOS mais relacionados com suas características e dinâmica no estado natural e que diferem em composição e função biológica podendo assim ser mais útil para o estudo da ciclagem de carbono (Campos, 2003). Esses métodos seguem procedimentos distintos, onde cada um está designado a um objetivo específico e não existe ainda nenhum esquema de procedimento consensual. O conceito no

qual está fundamentado o fracionamento físico enfatiza o papel das frações minerais na estabilização e transformação da MOS (Roscoe, Machado; 2002).

Nos últimos anos, as pesquisas quanto à dinâmica e estoque de carbono no solo estão delimitadas a poucas áreas, em períodos esparsos no tempo, alguns sem delimitações de profundidades e com diferentes unidades de grandezas e sem amostragens precisas de densidade do solo. As estimativas do estoque de carbono em solos tropicais e na região Amazônica têm sido realizadas em diferentes locais, com resultados também muito variados (Quadro 1). Uma comparação só seria possível a partir das mesmas unidades de massa e área o que é impedido pelas diferentes profundidades estudadas. Determinar os estoques de carbono no solo, bem como as variáveis que interferem são de extrema importância para determinar práticas de manejo que mantenham o carbono estocado no meio terrestre.

Trabalhos recentes sobre atributos físico-hídricos do solo (Ferreira et al., 2003; Teixeira, 2001; Tomasella et al., 1995; Tomasella & Hodnett, 1996; Marques et al., 2002, 2004, 2008) relatam a importância desses estudos para o conhecimento de impactos e alterações do uso do solo, no ciclo hidrológico, na dinâmica do carbono e nutrientes e na conservação do solo na Amazônia.

Outros estudos destacam a importância do fracionamento como forma de analisar quantitativa e qualitativamente o carbono orgânico do solo. O fracionamento densimétrico permite o isolamento e a quantificação dos compartimentos mais lábeis da MOS: a fração leve (FL), correspondendo a matéria orgânica não complexada. O fracionamento por granulometria proporciona estudos dos compartimentos mais humificados e tipicamente mais estáveis às mudanças no ambiente do solo, provocadas pelo manejo (Feller & Beare, 1997).

Quadro 1. Estudos realizados sobre estoque de carbono em Solos Tropicais

Autor(es)	Localização	Estoque de Carbono	Profundidade
Batjes, 1999	Solos Tropicais	616 à 640 Gt C	Até 2 m
Batjes & Dijkshoorn, 1999	Latossolos (Solos da Amazônia)	50,5 t há <sup>-1</sup>	0,0 - 0,3 m
Batjes & Dijkshoorn, 1999	Argissolos (Solos da Amazônia)	44 t ha <sup>-1</sup>	0,0 - 0,3 m
Batjes & Dijkshoorn, 1999	Solos da Amazônia	66 Pg C	Não informado
Bernoux, 1998; Batjes & Dijkshoorn, 1999	Solos sob Floresta/Amazônia	73 à 98 Mg ha <sup>-1</sup>	0,0 -1,0 m
Bernoux et al., 2001	Solos da Amazônia	7,76 kgCm <sup>-2</sup> (Latossolo); 6,51 kgCm <sup>-2</sup> (Argissolo); 8,31 kgCm <sup>-2</sup> (Espodossolo)	Até 1,0 m
Bernoux et al., 2002	Noroeste do Estado do Mato Grosso	45 t ha <sup>-1</sup>	0,0 - 0,3 m
(Bohn, 1976; Moraes et al., 1995; Batjes & Dijkshoorn, 1999)	Acre, Amazônia Legal, Região Amazônica e América do Sul (Latossolos Amarelo e Vermelho)	6,3-5,9; 8,5-9,3; 10,2 e 12,0 kgm <sup>-2</sup>	0,0 – 1,0 m
Buso et al., 2007	Latossolo Vermelho amarelo e Argissolo Vermelho amarelo	34,30 e 35,40 t há <sup>-1</sup>	0,0 - 0,3 m
(Bohn, 1976; Moraes et al., 1995; Batjes & Dijkshoorn, 1999)	Acre, Amazônia Legal, Região Amazônica e América do Sul (Argissolo Amarelo e Vermelho)	5,8-6,1; 9,5; 8,5 e 8,0 kgm <sup>-2</sup>	0,0 – 1,0 m
Cerri et al., 2004	Solos sob floresta/Rondônia	24 à 26 t ha <sup>-1</sup>	0,0 - 0,2 m
Clark, 2000	Solos sob Floresta Tropical/Costa Rica	120-200 MgCha <sup>-1</sup>	Até 1,0 m
Clark, 2002	Solos sob Floresta Tropical/Costa Rica/Cambissolo	191,1 MgCha <sup>-1</sup>	Até 1,0 m
Clark, 2002	Solos sob Floresta Tropical/Costa Rica/ Argissolo (no plano e na inclinação)	224,2 MgCha <sup>-1</sup> e 184,6 MgCha <sup>-1</sup> , respectivamente	Até 1,0 m
Desjardins et al., 2004	Solos próximos a Manaus e Solos em Marabá	5,5 à 6,1 kgm <sup>-2</sup> e 2,9 à 3,4 kgm <sup>-2</sup>	Até 20 cm
Eswaran et al., 1993	Solos Tropicais	506 Pg C	Não informado
Fearnside, 1997; 2000; 2003	Solos da Amazônia Legal	138 GtC	Até 8,0 m
Filho et al., 2006	Mato Grosso	56,73 à 64,35 t ha <sup>-1</sup>	0,0 - 0,6 m
Jobbagy & Jackson, 2000	Solos Tropicais	474 Gt C	Até 3,0 m
Jobbagy & Jackson, 2000	Solos Tropicais	1037 Gt C	Abaixo de 3,0 m
Moraes, 1995	Solos Tropicais	22 kgCm <sup>-2</sup>	Até 1,0 m
Moraes et al., 1996	Solos sob floresta/Sudoeste da Bacia Amazônica	37 t ha <sup>-1</sup>	0,0 - 0,3 m
Moraes et al., 1995.	Solos da Bacia Amazônica	45 x 10 <sup>6</sup> Pg C	Até 1,0 m
Moraes et al., 1995.	Solos da Bacia Amazônica	20 x 10 <sup>6</sup> Pg C	0,0 - 0,2 m
Melo, 2003	Solos do Estado do Acre – Argissolos Amarelo e Vermelho	1 Pg C	0,0 – 1,0 m
Melo, 2003	Solos do Estado do Acre – Argissolos Amarelo e Vermelho	3,5 à 3,6 kgm <sup>-2</sup>	0,0 – 0,3 m
Melo, 2003	Solos do Estado do Acre – Latossolo Vermelho e Amarelo	3,3 à 4,2 kgm <sup>-2</sup>	0,0 – 0,3 m
Melo, 2003	Solos do Estado do Acre – Argissolos Amarelo e Vermelho	5,8 à 6,8 kgm <sup>-2</sup>	0,0 – 1,0 m
Melo, 2003	Solos do Estado do Acre – Latossolo Vermelho e Amarelo	5,9 à 7,6 kgm <sup>-2</sup>	0,0 – 1,0 m
Neil et al., 1997	Rondônia – Nova Vida	32,3 t ha <sup>-1</sup>	0,0 – 0,3 m
Neil et al., 1997	Rondônia - Porto Velho	62 t ha <sup>-1</sup>	0,0 – 0,3 m
Post et al., 1982	Solos Tropicais	316 Gt C	Até 1,0 m
Potter et al., 1998	Solos tropicais - Amazônia	15,5 kgCm <sup>-2</sup>	Até 1,0 m
Potter et al., 1998	Solos tropicais - Amazônia	106 PgC	Até 1,0 m
Potter et al., 1998	Solos tropicais - Amazônia	74 PgC	Até 1,0 m

RADAMBRASIL, 1981	Solos Tropicais/Amazônia	30 kgCm <sup>-2</sup>	Até 1,0 m
Salimon, 2007	Argissolo/Floresta Secundária c/ 11 anos e 3 anos; Sudoeste da Amazônia: Peixoto, respectivamente.	14 à 44 MgCha <sup>-1</sup> e 10 à 38 MgCha <sup>-1</sup>	0-60 cm
Salimon, 2007	Argissolo/Floresta Secundária c/ 3 anos; Sudoeste da Amazônia: Humaitá	14 à 41 MgCha <sup>-1</sup>	0-60 cm
Salimon, 2007	Reserva Legal/Sudoeste da Amazônia: Peixoto e Humaitá, respectivamente	14 à 45 MgCha <sup>-1</sup> e 11 à 33 MgCha <sup>-1</sup>	0-60 cm
Sommer et al., 2000	Latossolos - Estado do Pará	143 Mg C ha <sup>-1</sup>	Abaixo de 3,0 m
Trumbore et al., 1990	Solo do tipo Argissolo/Curuá- Una/Pará	54 t Cha <sup>-1</sup>	60 cm
Trumbore et al., 1990	Solo do tipo Argissolo/Curuá- Una/Pará	76 t Cha <sup>-1</sup>	60-150 cm
Trumbore et al., 1995	Solos Tropicais	168 Mg C ha <sup>-1</sup>	Abaixo de 3,0 m
Trumbore et al., 1995	Solos em Paragominas/Pará	155 t Cha <sup>-1</sup>	1,0 – 8,0 m
Trumbore et al., 1995	Extrapolação para a Região Amazônica	138 Gt Cha <sup>-1</sup> - 276 Gt Cha <sup>-1</sup>	Até 8,0 m
Veldkamp et al., 2003	Solos Tropicais sob Floresta/Costa Rica	90-130 Mg Cha <sup>-1</sup>	Acima de 1,0 m
Veldkamp et al., 2003	Solos Residuais Tropicais sob Floresta/Costa Rica	330 Mg C ha <sup>-1</sup>	Abaixo de 3m
Veldkamp et al., 2003	Solos Aluviais Tropicais sob Floresta/Costa Rica	214 Mg C ha <sup>-1</sup>	Abaixo de 3m
Veldkamp et al., 2003	Solos Residuais Tropicais sob Pastagem/Costa Rica	300 Mg C ha <sup>-1</sup>	Abaixo de 3m
Veldkamp et al., 2003	Solos Aluviais Tropicais sob Pastagem/Costa Rica	201 Mg C ha <sup>-1</sup>	Abaixo de 3m

Nas condições atuais, possíveis estudos sobre o fracionamento do carbono no solo e sua dinâmica contribuirão para uma predição sobre as práticas de manejo ecológico do carbono mais adequado. No mesmo sentido, a obtenção de informações sobre o funcionamento do ecossistema terrestre amazônico em micro escala, considerando os seus diversos ambientes, permite uma compreensão mais eficaz da dinâmica do carbono.

O objetivo desta tese é elucidar questões quanto a relação dos atributos físicos e hídricos do solo com a dinâmica do carbono orgânico sob diferentes formas de uso da terra na Amazônia. Compreender as interações solo x carbono x ecossistema que permitirá um melhor manejo e aproveitamento dos recursos naturais existentes na região. Nesse contexto, questões ainda não conhecidas sobre a influência de atributos físicos sobre a dinâmica do carbono são de extrema importância para a escolha do manejo adequado dos ecossistemas amazônicos.

Um enfoque maior foi dado ao SOLO como um grande armazenador de carbono no ecossistema terrestre amazônico. Informações foram geradas quanto à dinâmica do carbono no

solo e na solução, a partir de dados coletados em áreas de floresta, pastagem, capoeira e SAF (Sistemas Agroflorestais), principais formas de uso da terra na região, ao longo do tempo e em diferentes profundidades.

Esta tese está dividida em quatro capítulos, sendo:

➤ O Capítulo I avalia os estoques e a dinâmica de carbono orgânico do solo em bacia hidrográfica sob floresta primária na Amazônia Central. O presente estudo quantificou a concentração de carbono e analisou a sua dinâmica em solos sob floresta primária até 2 m de profundidade, relacionando com atributos do solo. Quatro coletas de solos foram realizadas ao longo do gradiente topográfico, sendo 7 em cada posição, atingindo 2,0 m de profundidade. Estabeleceram-se camadas orgânicas de carbono no solo com forma de constatar as diferenças existentes entre as camadas quanto ao teor de carbono. Foi possível quantificar a possível liberação de C para a atmosfera, caso esse ambiente possa vir a ser alterado devido as alterações antrópicas. Para tanto, atributos do solo como textura, densidade do solo, mineralogia, estabilidade de agregado e macroporosidade foram avaliados como forma de avaliar a influência desses atributos para a permanência do COS.

➤ O Capítulo II focaliza as variações do carbono orgânico dissolvido da solução do solo em função de parâmetros físicos e hídricos do solo em diferentes sistemas de uso da terra na Amazônia Central. Nesse capítulo é demonstrado a influência de parâmetros como textura, estabilidade de agregados, densidade, estrutura, precipitação, permeabilidade, infiltração exercem na dinâmica do carbono orgânico dissolvido (DOC).

➤ O Capítulo III aborda a distribuição da matéria orgânica do solo ao longo de gradiente topográfico na Amazônia Central, muito comum no ambiente de Floresta Primária, demonstrando o potencial da floresta primária em estocar carbono nas frações do solo, bem como a sua vulnerabilidade. A necessidade de compreensão das entradas e perdas de carbono no solo, mostra que o carbono seja quantificado nas frações do solo, de modo que os atributos do solo fossem considerados. Amostras de solo para o fracionamento e análises físicas foram

coletadas ao longo de gradiente topográfico. Obteve-se o potencial dos solos que compõem a seqüência de níveis topográficos quanto ao seqüestro de carbono em profundidade. Solos argilosos, muito argilosos e arenosos foram quantificados como sumidouro de carbono em cada componente físico do solo. Os resultados obtidos fornecem informações sobre os fatores que influenciam diretamente na dinâmica do carbono orgânico do solo em floresta primária.

➤ O Capítulo IV encerra esta tese apresentando o fracionamento da matéria orgânica do solo até dois metros de profundidade em diferentes ecossistemas amazônicos: floresta, pastagem, capoeira e SAF. A premissa desse estudo foi avaliar a qualidade e a quantidade do carbono orgânico nos diversos compartimentos das frações do solo de diferentes coberturas vegetais amazônicas. Dessa forma, foi possível avaliar o potencial de sistemas de uso da terra (SUT) predominante na Amazônia quanto à capacidade de armazenamento de carbono nas frações lábeis e não lábeis do solo. Cada SUT foi estudado considerando a sua capacidade em estocar carbono e nitrogênio, observando a sua contribuição como sumidouro de carbono;

## **OBJETIVOS**

### **GERAIS**

- 1) Verificar a relação entre os estoques e distribuição de carbono orgânico e a física do solo em ecossistemas naturais e alterados;
- 2) Avaliar o potencial de estocagem e suscetibilidade do carbono no solo em diferentes ecossistemas;
- 3) Compreender a dinâmica da matéria orgânica do solo (MOS) sob diferentes coberturas vegetais, através do seu fracionamento

### **ESPECÍFICOS**

- 1) Identificar a influência da densidade, textura, estrutura, mineralogia do solo sobre a dinâmica do carbono;
- 2) Estimar os estoques de C do solo e nutrientes da solução em profundidade em Floresta, Pastagem, Capoeira e SAF;
- 3) Analisar as variações do C orgânico do solo, dissolvido e nutrientes em função da umidade do solo, condutividade e infiltração nos diferentes ecossistemas;
- 4) Determinar a qualidade da matéria orgânica do solo (MOS) nas diversas frações do solo;
- 5) Quantificar os estoques de carbono no solo nos horizontes pedológicos e nas camadas do solo até 2,0 m de profundidade;
- 6) Verificar as possíveis perdas de carbono do solo para a atmosfera nos ecossistemas de floresta, pastagem, capoeira e SAF.

## CAPITULO I

### RELAÇÃO ENTRE ESTOQUE E DINÂMICA DE CARBONO ORGÂNICO COM ATRIBUTOS FÍSICOS DO SOLO EM FLORESTA SOB GRADIENTE TOPOGRÁFICO NA AMAZÔNIA CENTRAL

#### RESUMO

O balanço de carbono em ecossistemas terrestres é sensível as interferências humanas, sendo a estabilidade do carbono do solo, sob áreas de floresta, ainda passivo de quantificações mais precisas de tal forma de possa informar o potencial desses solos em estocar carbono. O presente estudo quantificou e analisou a dinâmica do carbono em solos sob floresta primária até 2 m profundidade, relacionando com atributos do solo. Coletaram-se amostras de solos sobre gradiente topográfico (platô, encosta e baixio), utilizando-se 05 parcelas de 20 x 40 m, durante 4 anos, para coleta de amostras para análises físicas, químicas, carbono orgânico do solo (COS), estoque de carbono do solo (ECOS) e de atributos físicos do solo. As concentrações de carbono do solo ( $Mgha^{-1}$  de C) foram obtidos multiplicando a concentração de C ( $g.kg^{-1}$ ), densidade do solo na camada estudada ( $kg.m^{-3}$ ) e espessura (h) em centímetros (cm). Delimitou-se uma área da bacia de 2679 ha através de imagens STRM e IKONOS extrapolando-se os teores de carbono obtidos no transecto para esta área. Os solos identificados foram Latossolo Amarelo distrófico textura muito argilosa (LAd), no platô, Argissolo Vermelho-Amarelos distrófico textura argilosa (PVAd), na encosta, e Espodossolo Cárnicos Hidromórficos típicos, no baixio. O total de COS foi maior em solos do platô seguido do solo da encosta e baixio, entretanto, os solos do baixio na superfície apresentaram maiores teores de COS. Estabeleceram-se camadas orgânicas de carbono: nos solos argilosos a muito argilosos (Latosolo), o COS se apresenta distribuído em três camadas de carbono que diferenciam-se significativamente em profundidade ( $F=228,561$ ;  $p<0,0001$ ) sendo de: superficial (0-10 cm), intermediária de (10-38) e subsuperficial de (38-200cm). Nos solos de textura média a argilosa tem-se diferença significativa ( $F=334,385$ ;  $p<0,0001$ ) do COS, encontrando-se também distribuído em 3 camadas: superficial (0-14cm), intermediária de (14-38) e subsuperficial de (38-200cm). Nos solos arenosos, o COS, diferencia-se significativamente ( $F=668,914$ ;  $p<0,001$ ) ao longo do perfil de solo, encontrando-se duas

camadas: superficial (0-25cm) e subsuperficial (25-120cm). As concentrações de nitrogênio seguiram a mesma tendência das camadas orgânicas, originando camadas intuladas de nitrogênicas. O COS apresentou correlações positivas com o teor de argila, densidade do solo, macro e microporosidade e negativa com a mineralogia do solo. A caulinita foi a argilomineral predominante nas classes de solos identificadas seguido pelos minerais gibbsita, goethita e anatásio, com grande influência do quartzo, não tendo variações ao longo da paisagem. Os estoques médios, na camada de 0 - 40 cm:  $90 \pm 8 \text{ Mgha}^{-1}$  de C (Latossolo);  $84 \pm 5 \text{ Mgha}^{-1}$  de C (Argissolo);  $16 \pm 11 \text{ Mgha}^{-1}$  de C (Espodossolo); de 0 - 100 cm:  $136,5 \pm 8,5 \text{ Mgha}^{-1}$  de C (Latossolo);  $116 \pm 7 \text{ Mgha}^{-1}$  de C (Argissolo);  $241 \pm 24 \text{ Mgha}^{-1}$  de C (Espodossolo, 0-120 cm); de 0-200 cm:  $175,5 \pm 7 \text{ Mgha}^{-1}$  de C (Latossolo),  $159 \pm 10,5 \text{ Mgha}^{-1}$  de C (Argissolo). Os valores totais de estoques ( $\text{Ggha}^{-1}$  de C) obtidos foram de  $278 \text{ Ggha}^{-1}$  de C (0-40 cm); ou  $409 \text{ Ggha}^{-1}$  de C (0-100 cm), ou  $494 \text{ Ggha}^{-1}$  de C (0-200 cm).

Palavras-chaves: carbono orgânico do solo, estoques de carbono, floresta primária, gradiente topográfico, física do solo

## 1. INTRODUÇÃO

Grande destaque tem sido concedido a Amazônia em termos dos estoques de carbono contidos nos seus ecossistemas como precursores em potencial de aumentos nas concentrações de  $\text{CO}_2$  atmosféricos. Essa condição desperta uma preocupação mundial sobre as condições de vida futura, motivando o desenvolvimento de estudos em diversas regiões com o intuito de prever os estoques de carbono no solo, na biomassa, nos rios, na solução do solo, bem como o potencial de sua liberação para a atmosfera. Nesse quadro, os trópicos úmidos têm importante papel no ciclo global do carbono. Estima-se que o desmatamento libere  $1,6 \text{ Gt}$  de C por ano para a atmosfera (Houghton, 2000).

Os estudos até então desenvolvidos tem abordado a relação dos ecossistemas amazônicos com o clima e ciclo do carbono, sendo que os resultados ainda não esclareceram se a região funciona como fonte ou sumidouro de carbono para a atmosfera. Esse enfoque se sobressai em função da contribuição das mudanças no uso do solo no aumento das

concentrações de CO<sub>2</sub> atmosférico, aliado as emissões de CO<sub>2</sub> pelos combustíveis fósseis (IPCC, 2007). Assim, os processos terrestres são os principais determinantes naturais da decomposição e concentrações de carbono orgânico e inorgânico na solução do solo e nos rios.

A evolução do aumento das concentrações de CO<sub>2</sub> na atmosfera ao longo da história demonstra variações crescentes desde o período pré-industrial de 280 ppm para 379 ppm em 2005 (NOAA, 2007). Os últimos dez anos registraram os maiores aumentos de CO<sub>2</sub> atmosférico (média entre 1995 a 2005 foi de 1,9 ppm), sendo que os aumentos, em média, na faixa de 1,4 ppm por ano entre 1960 a 2005.

Estimativas do IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), relata que os ecossistemas terrestres globais estariam atuando como sorvedores de carbono, absorvendo uma média de  $0,2 \pm 0,7$  PgC ano<sup>-1</sup> na década de 1980 e  $1,4 \pm 0,7$  PgC ano<sup>-1</sup> na década de 1990 (Prentice et al., 2001). Análises mais recentes, realizadas por Plattner et al. (2002), mostram valores menos disparados para o balanço líquido terrestre de carbono entre as duas décadas, com médias de 0,4 e 0,7 PgC ano<sup>-1</sup>, respectivamente.

O balanço de carbono em ecossistemas terrestres é sensível, em curto tempo, a impactos de atividades humanas, incluindo desmatamento, queima da biomassa, mudanças no uso da terra e poluição ambiental (Batjes & Dijkshoorn, 1999). Analisando ao longo do tempo o fluxo de carbono por mudanças no uso da terra (1850–2000) liberou 156 PgC (1 Pg = 10<sup>15</sup> g) para a atmosfera, cerca de 60% oriundos dos trópicos. A média de fluxos anual durante a década de 1980 e 1990 foram 2,0 e 2,2 PgC ano<sup>-1</sup>, respectivamente, predominando a liberação de carbono por desmatamento tropical (Houghton, 2003).

Sabe-se que os ecossistemas terrestres interagem biologicamente pela fixação de carbono por fotossíntese da vegetação e liberação pela respiração da planta e do solo, desempenhando um significativo papel de sumidouros de carbono (Freitas, 2001). Os quatro maiores reservatórios de carbono são a atmosfera (730- 750 Pg C) (Schimel, 1995; Prentice et al., 2001), os oceanos (39.000 Pg), as reservas de combustível fóssil (5.000 a 10.000 Pg)

(Brady & Weil, 1999) e os ecossistemas terrestres (2.100 Pg; solo: 1.500 Pg C; vegetação 500-600 Pg C), incluindo a biota do solo (Houghton & Woodwell, 1989; Watson et al., 1990).

Os solos representam um compartimento essencial no armazenamento de carbono da biosfera. A estabilidade do carbono do solo e da solução, sob as áreas de floresta, quando são desmatadas ou perturbadas torna-se crítica. A estabilidade desse carbono afeta o seu estoque total que será conduzido ao novo equilíbrio em virtude da taxa de mudança sofrida (Fearnside, 2008). Estudos realizados na Estação Biológica La Selva (Costa Rica) demonstram uma grande concentração de C no solo, contribuindo com cerca de 66% - 77% do total do carbono contido no ecossistema (Clark, 2000; Clark et al., 2002; Veldkamp et al., 2003). Nos últimos anos, percebe-se uma preocupação muito grande com o carbono estocado no solo em diversos biomas do mundo (Franzluebbers, 2005; Glenday, 2006; Jones et al., 2005; Thuille & Schulze, 2006).

O estoque de carbono é controlado pelo balanço da entrada de carbono produzido pela planta, bem como a saída através da sua decomposição (Jenny, 1941; Schlesinger, 1977a). Em climas úmidos, tanto a produção como a decomposição aumentam com a temperatura (Schlesinger, 1977b; Oades, 1988). Nos ecossistemas terrestres, as florestas tropicais têm importante papel no ciclo global do carbono devido: a) sua maior extensão, compreendendo cerca de 43% da área global de florestas, sendo que 52% delas estão na América Tropical (Dixon et al., 1994); b) seu grande estoque de carbono na vegetação (60% do estoque de C das florestas do mundo) e no solo; c) suas altas taxas de emissões de CO<sub>2</sub> devido ao acelerado desmatamento e à conversão das florestas para outros usos.

Nesse cenário a Amazônia surge como um dos mais importantes ecossistemas do planeta, devido à extensão de suas florestas tropicais úmidas, a biodiversidade, as taxas em que estão sendo modificada e também à sua extensa rede de drenagem (Krusche et al., 2005), constituindo-se no maior sistema hidrográfico do mundo, com aproximadamente 6.400.000 km<sup>2</sup>, sendo a maior reserva de água doce do planeta (Yahn, 2005).

Devido ao seu tamanho, característica, processos naturais e antropogênicos, a Amazônia, pode modificar significativamente os fluxos de carbono e água entre a biosfera e atmosfera (Davidson & Artaxo, 2004; Ometto et al., 2005; Schaphoff et al., 2006; Tian et al., 1998). A mudança no conteúdo de carbono orgânico do solo é função da entrada de carbono fixado fotossinteticamente e a perda via decomposição da MOS. Em ecossistemas nativos, o clima e as condições do solo são os determinantes primários do balanço de carbono, porque eles controlam as taxas de produção e decomposição.

Parece que o destino do carbono estocado é crítico frente ao efeito da mudança climática global (Schultz & Freibauer, 2005). Assim, a possível liberação do carbono da matriz do solo e da solução do solo começa a se tornar uma grande preocupação, principalmente, pela possibilidade de aumentar as emissões de CO<sub>2</sub> para a atmosfera. Fearnside (2008) ressalta que a possibilidade da liberação do carbono do solo representa uma forma de retroalimentação positiva potencial, originando um efeito estufa fora de controle.

Nesse contexto, a busca de alternativas de manejo associadas com a manutenção e seqüestro de carbono em ambientes terrestres tem sido o objetivo de vários pesquisadores em ciências ambientais, em especial, na Ciência do Solo. Grande atenção tem sido concedida aos solos, pois estes armazenam quatro vezes mais carbono que a biomassa vegetal.

Apesar da biomassa das florestas tropicais desempenharem um importante papel no ciclo global do carbono, tanto como um reservatório dinâmico de carbono como uma fonte de dióxido de carbono para a atmosfera em áreas submetidas a desmatamento (Malhi et al., 2006; Fearnside, 2000); faz-se necessário uma melhor compreensão da dinâmica e estoque de carbono nos ecossistemas amazônicos, ao nível de solo, sendo fundamental para estimar com maior precisão a participação da região no balanço do carbono global do sistema solo-planta.

## **2. OBJETIVOS**

### **GERAIS**

Estudar a dinâmica do carbono orgânico do solo (COS) ao longo de gradiente topográfico na Amazônia;

Relacionar a dinâmica do carbono com atributos físicos do solo: densidade, textura, porosidade, estabilidade de agregados e mineralogia

### **ESPECÍFICOS**

Quantificar os estoques de carbono do solo durante três anos ao longo dos horizontes pedogenéticos identificados ao longo do gradiente topográfico;

Quantificar o potencial de uma bacia hidrográfica quanto ao estoque de carbono nas suas diferentes classes de solos;

Determinar a influência da mineralogia sobre o carbono orgânico do solo.

## **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: 2°35'21,08''S e 60°06'53,63''W ) (Figura 1). Esta Reserva abrange uma larga área de floresta úmida primária, 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).

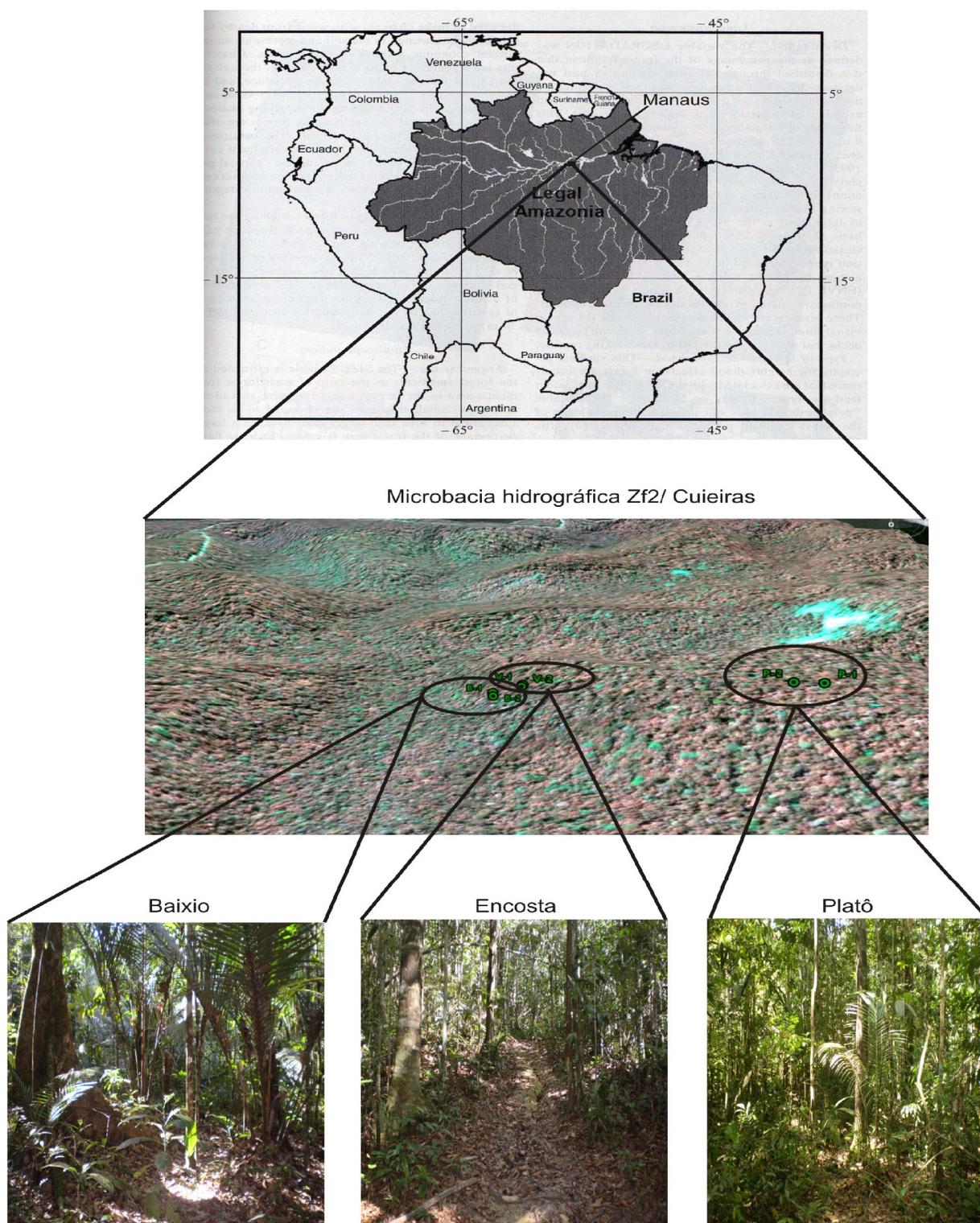


Figura 1. Desenho esquemático dos níveis topográficos com os pontos amostrais

A topografia do transecto (850 m) incluído no presente estudo apresenta uma seqüência de platô, encosta e baixio (Ferraz *et al.*, 1998; Luizão *et al.*, 2004). Os solos dos platôs são de textura argilosa; nas encostas, variam de argilo-arenoso (próximo aos platôs) a areno-argilosos (próximos aos baixios) e nos baixios são de textura arenosa. Assim, os solos dos níveis topográficos podem ser classificados em três tipos principais: Latossolo Amarelo, nos platôs; Podzólicos Vermelho-Amarelo, nas encostas e Arenossolos hidromórficos, nos baixios (Chauvel, 1982; Ferraz *et al.*, 1998).

### Delineamento experimental e análise estatística

O experimento foi realizado em um gradiente topográfico representativo da área estudada, sendo que em cada posição topográfica (platô, encosta e baixio), foram utilizadas 05 parcelas de 20 x 40 m, para coleta de amostras para análises físicas, químicas, mineralógica, carbono orgânico do solo (COS), estoque de carbono do solo (ECOS) e de atributos físicos do solo (Figura 2).

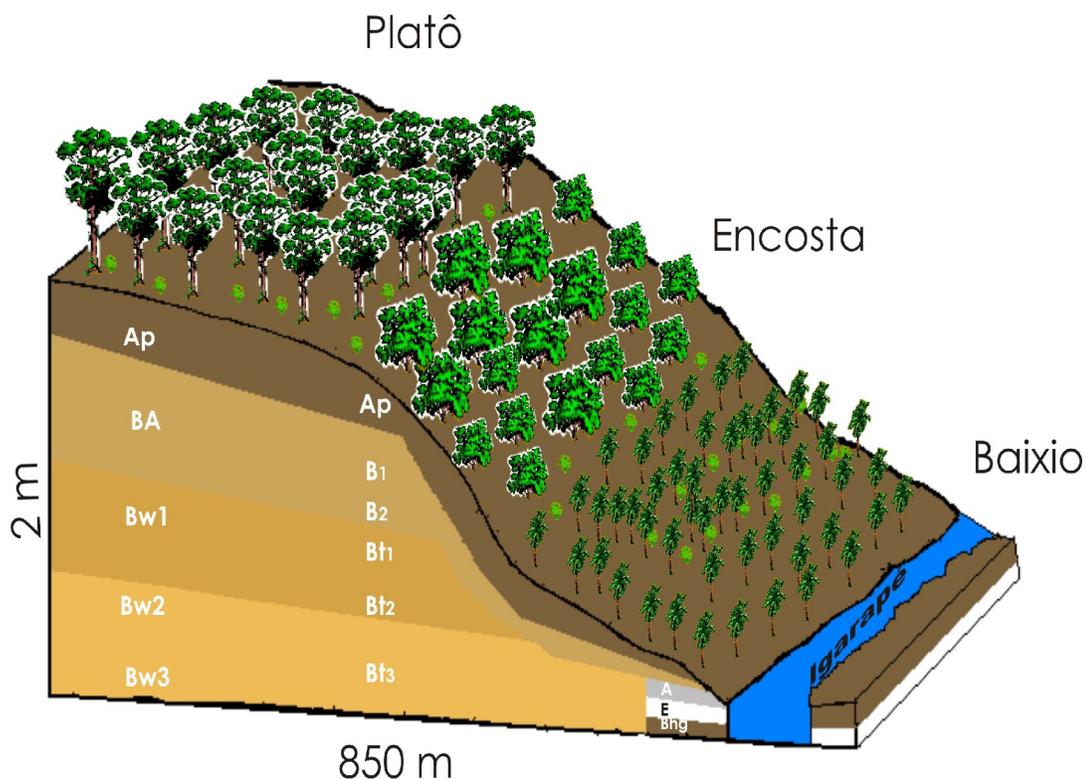


Figura 2. Desenho representativo do experimento ao longo dos níveis topográficos: coleta de solo nos horizontes pedogenéticos .

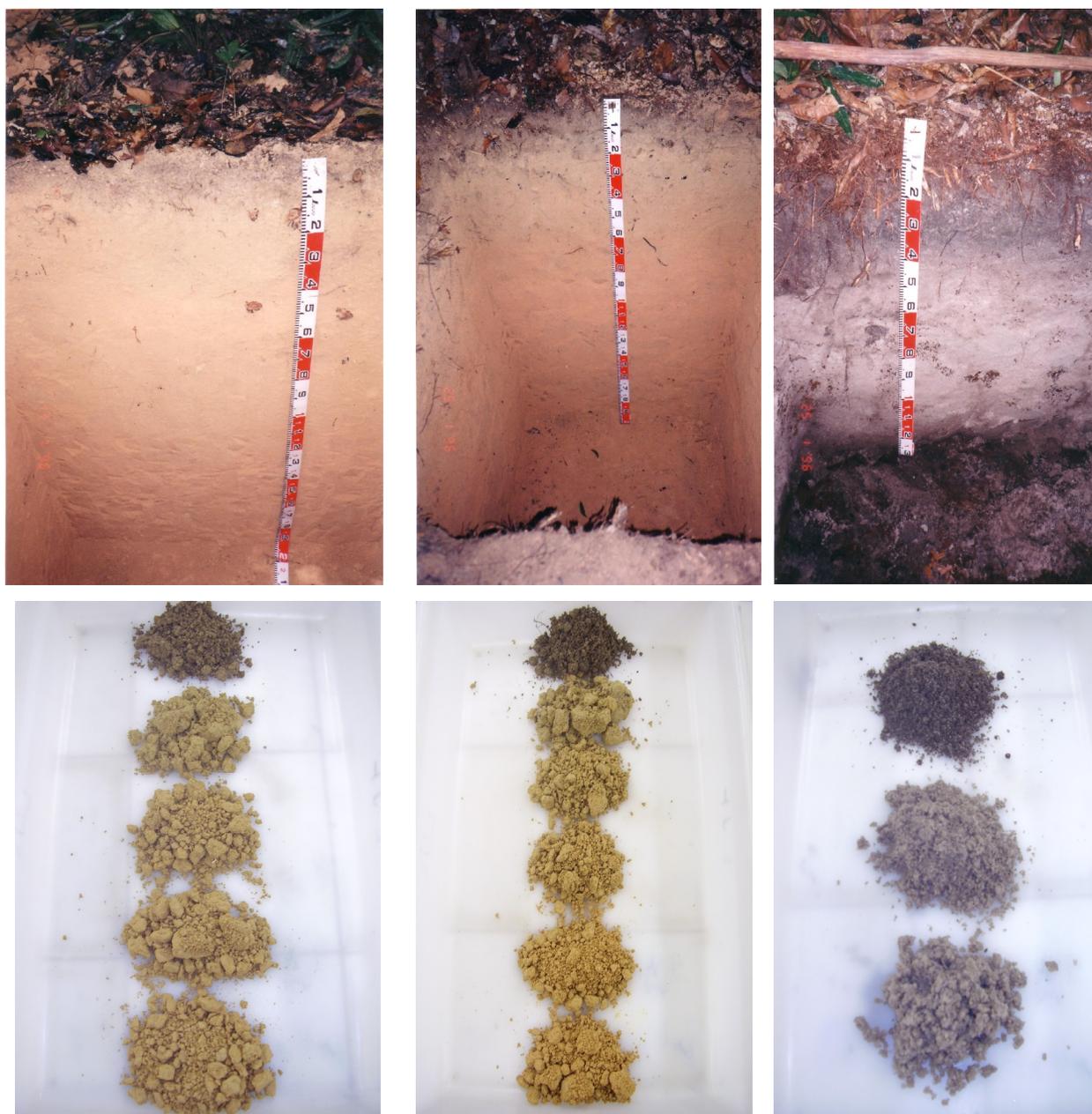
*One way* ANOVA foi utilizada a análise de variância para identificar diferença significativa entre os parâmetros analisados dentre as classes de solos. Teste de Tukey foi utilizado para comparação das médias, enquanto que o teste t foi utilizado para comparação do carbono no solo. Utilizou-se o nível de significância a 5% de probabilidade.

### **Coleta de amostras**

Foram abertos 3 perfis de solo, sendo 1 em cada posição topográfica, com dimensão de 1,5 m x 1,5 m x 1,5 m para a descrição morfológica (Lemos & Santos, 1996). Coletaram-se amostras com estrutura deformada ao longo dos horizontes pedogenéticos (Figura 3) identificados para as determinações físicas e químicas. A partir dos três perfis de solo, em cada posição, aleatoriamente, procedeu-se a cada 10 m, a partir do perfil de solo aberto, para ambos os lados para obtenção de repetições de amostragem.

As amostras deformadas foram armazenadas em sacos plásticos de 0,5 kg, sendo posteriormente secas, limpas, trituradas e encaminhadas para análise. As amostras destinadas a determinação dos teores de carbono e análises químicas do solo foram coletadas em uma série de 03 anos seqüenciais, sendo 2005, 2006 e 2007 no mês de outubro.

Foram coletadas amostras indeformadas em anéis volumétricos utilizando-se amostrador tipo Uhland, com anéis volumétricos de 0,05 m de altura e 0,05 m de diâmetro. ao longo dos horizontes do solo, com 05 repetições em cada horizonte. As amostras foram conduzidas ao laboratório onde foi possível realizar o tratamento do solo dentro de cada cilindro para obtenção do correto volume de solo.



A) Latossolo Amarelo Distrófico textura muito argilosa (LAd)    B) Argissolo Vermelho Amarelo Distrófico textura argilosa (PVAd)    C) Espodossolo Cárstico Hidromórfico típico (EKg)

Figura 3. Perfis de solos abertos no platô, encosta e baixio para coleta de amostras deformadas

### **Análises e determinações realizadas**

A análise granulométrica foi realizada no laboratório temático do INPA/LTSP pelo método da pipeta (Embrapa, 1997). Utilizaram-se 50 g de solo dispersando-o 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 a amostra original.

A análise de estabilidade de agregado foi realizado no laboratório de Física de Solos da Embrapa Amazônia Ocidental (Manaus-AM), seguindo a metodologia proposta por Kemper & Chepil (1965), modificado por EMBRAPA (1997). Amostras de solos foram coletadas na superfície do solo 0-10 cm, ao longo do gradiente topográfico. Em cada posição foram coletadas 6 amostras de solo, à exceção do baixo em decorrência da estrutura do solo não formar agregados.

As amostras deformadas foram secas ao ar, durante um período de 24 horas, sendo destorroadas, quebrando-se os agregados maiores em tamanhos menores. A seguir a amostra foi passada em duas peneiras, uma de 4,0 mm e outra de 2,0 mm. Após o processo do peneiramento, retirou-se uma quantidade de 20 g para a realização do teste de estabilidade de agregados. Posteriormente, colocaram-se as amostras em placa de vidro, umedecendo-as durante um período de 24 h.

Umedecidas, as amostras de solo foram levadas para a peneira de 2,0 mm, composta por um jogo de outras 4 peneiras: 1,0 mm, 0,5 mm, 0,25 mm e 0,106 mm. Colocaram-se as peneiras, empilhadas, no aparelho vertical. As amostras foram agitadas durante 15 minutos. Concluída a etapa de agitação, o conteúdo de cada peneira foi transferido para um recipiente, conduzindo a amostra à estufa a  $105^{\circ}\text{C}$  durante 24 horas.

O método aplicado está baseado na quantificação e distribuição do tamanho dos agregados que são estáveis em água, considerando os que não sofrem desintegração pela tamisação.

A estabilidade de agregados é expressa pelo diâmetro médio geométrico (DMG), obtido pela equação:

$$DMG = \exp \left\{ \frac{\sum p_i \ln d_i}{\sum p_i} \right\} \text{ sendo:}$$

$p_i$  = peso dos agregados retidos em cada peneira utilizada em gramas;

$\ln d_i$  = logaritmo natural do diâmetro médio das classes de peneiras utilizadas (mm)

As características químicas analisadas foram estudadas com base nas análises de: pH em água, fósforo, potássio, cálcio, magnésio, alumínio, carbono, nitrogênio, ferro, zinco, mangânes, cobre e matéria orgânica, seguindo a metodologia descrita por Embrapa (1999). A determinação do fósforo disponível foi realizada através de método colorimétrico, empregando espectrofotômetro UV visível 1240, marca Shimadzu, sendo a extração realizada com solução duplo-ácido (HCl 0,05 M + H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 0,0125 M).

As análises do carbono e nitrogênio totais e das 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 atingirem a granulometria menor que 212 µm. As análises foram realizadas em Difratorômetro de raios-x modelo XPERT PRO MPD (PW 3040/60), da PANalytical, com goniômetro PW 3050/60 (Theta/Theta) e com tubo de raios-x cerâmico de anodo de Co (K $\alpha$ 1 1,78901 Å), modelo PW 3373/00, foco fino longo, 2200W, 60kv. O detector utilizado é do tipo RTMS, X' Celerator.

A aquisição dos dados foi feita com o software X'Pert Data Collector, versão 2.1 a, e o tratamento dos dados com o software X' Pert HighScore versão 2.1. b, também da

PANalytical. Todos os equipamentos e softwares pertencem ao Laboratório de Raios-X do Centro de Geociência da Universidade Federal do Pará.

Foram utilizadas as seguintes condições de análise: Voltage (kV): 40; Current (mA): 35; Scan range ( $^{\circ}2\theta$ ): 5-70; Step size ( $^{\circ}2\theta$ ): 0,02; Scan mode: Contínuos; Counting time (s): 5; Divergence slit: Slit Fixed  $1/2^{\circ}$ ; Mask Fixed 10 mm; Anti-scatter Name: Slit Fixed  $1^{\circ}$ ; Sample movement type: Spinning; rotation time (s): 1,0. As amostras foram pulverizadas em gral de ágata em granulometria compatível e preenchidas em porta amostra específico para a análise.

As concentrações de carbono do solo ( $\text{kgm}^{-2}$  de C) foram convertidas em estoques de carbono total ( $\text{Mgha}^{-1}$  de C). Estoques de carbono (ECs) dos solos ( $\text{Mgha}^{-1}$ ) e estoque de carbono acumulado por camadas, em cada fração orgânica, (ECf) ( $\text{Mgha}^{-1}$ ), 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), conforme equação (1). Estoques de carbono também foram obtidos nos horizontes pedológicos ao longo de 3 anos de coleta, através da equação 1:

$$EC (\text{Mg ha}^{-1}) = C (\text{g kg}^{-1}) \times \rho (\text{kg m}^{-3}) \times h (\text{cm}) \quad (\text{Equação 1})$$

Os estoques de carbono ( $\text{kg.m}^{-2}$ ) por perfil de solo ECp foram calculados para os perfis de platô e encosta nas profundidades: 0-40 cm, 0-100 cm e 0-200 cm, conforme equação 2. No caso do perfil de baixio, considerou-se as profundidades: 0-25 cm e 0-120 cm. O cálculo constituiu da soma dos estoques das camadas contidos nas camadas amostradas.

$$ECp = \sum_{0cm}^{30cm} ECh; \sum_{0cm}^{100cm} ECh; \sum_{0}^{200cm} ECh \quad (\text{Equação 2})$$

Além disso, procedeu-se os cálculos da contribuição do carbono por camadas (ECc) nos platô e encosta:

$$ECc = \sum_{0cm}^{30cm} EC_1 + \sum_{30cm}^{100cm} EC_2 + \sum_{100}^{200cm} EC_3 \quad (\text{Equação 3})$$

e no baixo:

$$ECc = \sum_{0\text{ cm}}^{25\text{ cm}} EC_1 + \sum_{25\text{ cm}}^{120\text{ cm}} EC_2 \quad (\text{Equação 4})$$

Como forma de observar a contribuição de cada horizonte pedológico, procedeu-se os cálculos para o estoque de carbono por horizontes do solo (ECHs), por intermédio da equação 4

$$ECH_s = \sum_{xcm}^{ycm} ECh_1 + \sum_{xcm}^{ycm} ECh_2 + \sum_{xcm}^{ycm} ECh_3 \quad (\text{Equação 5})$$

A densidade do solo foi determinada a partir da coleta de amostras indeformadas (Figura 4A), nos mesmos horizontes do solo e nos intervalos da coleta das amostras para o fracionamento da MO, coletando-se as amostras em cilindros volumétricos (anéis de Kopecky) (Figura 4B), medindo-se o diâmetro e altura dos anéis (Figura 4C), tendo um volume total de aproximadamente 100 cm<sup>3</sup>. Para obtenção da massa de solo seco (MSS), as amostras volumétricas foram secas em estufa a 105 °C, por 48 horas, procedendo-se as posteriores pesagens conforme EMBRAPA (1997) e utilização da 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 °C



A

B

C

Figura 4. Amostra de solo em cilindro volumétrico para determinação da densidade do solo (A); preparação das amostras para determinação da densidade (B), aferição do diâmetro e altura com o paquímetro (C).

A determinação da distribuição de poros por tamanho foi obtida a partir das amostras utilizadas para a obtenção da densidade do solo descrito representado pelas Figuras 4. Admitindo-se que o limite de separação entre macro e microporos é referido para as tensões 6 e 10 kPa, considerou-se como porosidade capilar aquela que o solo apresenta depois de submetida a uma tensão de 10 kPa. O cálculo da porosidade total foi feito pela seguinte equação:

$$Pt = \left( 1 - \frac{\rho}{\rho_p} \right) \times 100 \quad \text{onde}$$

Pt = porosidade total

$\rho$  = densidade do solo

$\rho_p$  = densidade das partículas

A macroporosidade foi determinada através da equação:

$$Ma (\%) = \theta_s - \theta_m \times 100 \quad \text{onde}$$

Ma(%) = macroporosidade

$\theta_s$  = umidade volumétrica considerando o solo saturado ( $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ )

$\theta_m$  = umidade volumétrica retida a 10 kPa ( $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ )

A microporosidade foi determinada pela diferença entre a porosidade total e a macroporosidade

$$Mi (\%) = Pt - Ma \times 100$$

Mi (%) = microporosidade

Pt = porosidade total ( $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ )

Ma (%) = Macroporosidade ( $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ )

Para identificar a microbacia do Igarapé Açu, utilizou-se a função hidrologia do software arcgis 9.0. Com a utilização da imagem STRM (Shuttle Topographic Radar M) 30m (Figura 5) foram calculados as acumulações e direções dos fluxos, permitindo a delimitação dessa área. Em seguida, casualizando as imagens STRM e IKONOs, bem como utilizando os pontos coletados através do GPS foram delimitadas três classes topográficas: áreas de platô, vertente e baixo. Considerou-se a área de platô com altitude compreendida entre 90 – 120 m, encosta entre 75 – 90 m e baixo entre 50 – 75 m. Assim, calculou-se a área correspondente as três classes delimitadas.

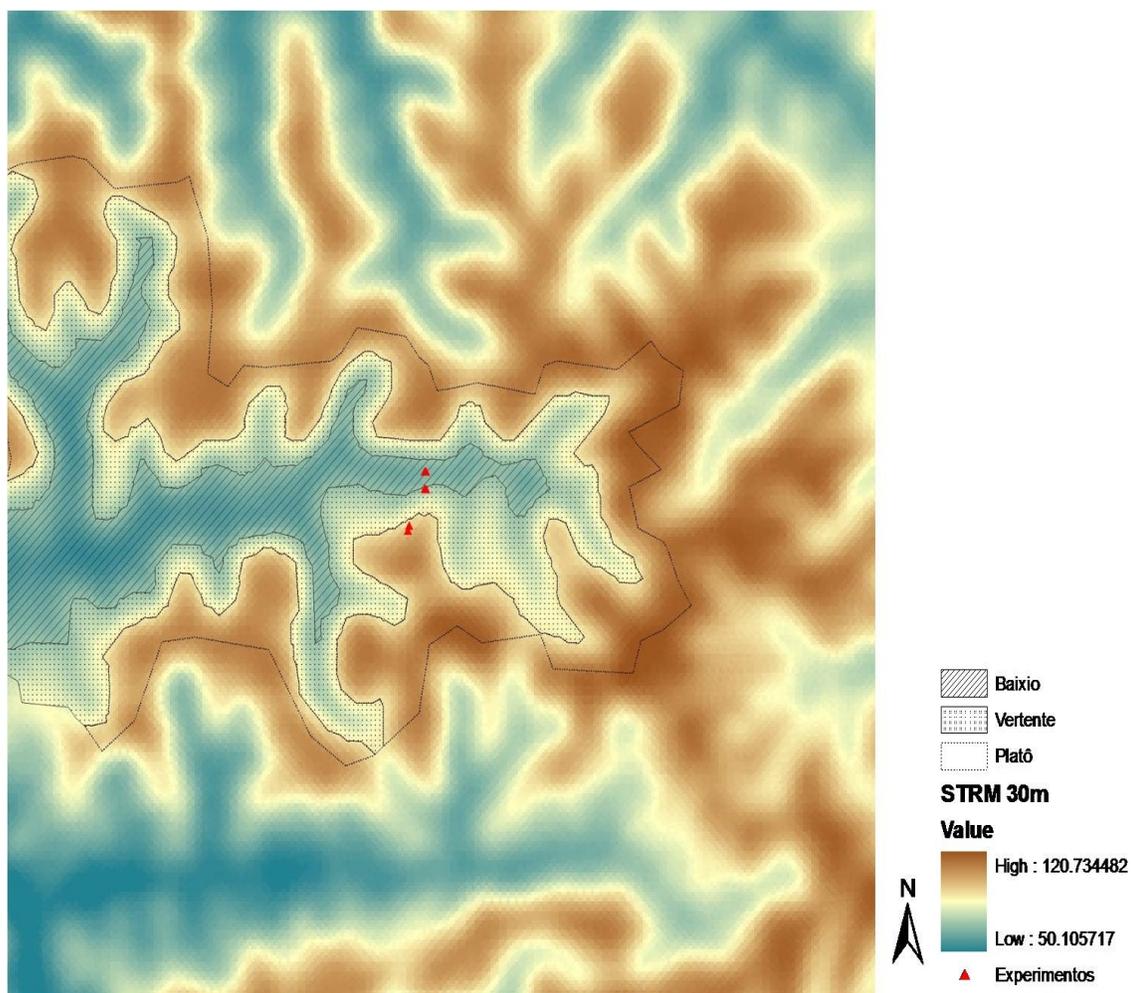


Figura 5. Imagem da delimitação da bacia hidrográfica com as delimitações das áreas de platô, encosta e baixo.

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### Caracterização física, química ao longo de diferentes níveis topográficos

A topografia do transecto incluído no presente estudo apresenta uma seqüência de platô, encosta e baixio (Ferraz *et al.*, 1998; Luizão *et al.*, 2004). As Figuras 6 e 7 apresentam os resultados das análises físicas. A análise granulométrica (Figura 6) revelou no solo do platô teores de argila de 68,70% na superfície e de 85,27% a 2m de profundidade, indicando uma textura muito argilosa. A encosta apresenta uma textura média na superfície com 30,10% de argila, aumentando em profundidade até 46,42% de argila, caracterizando uma textura argilosa. O baixio apresenta uma dinâmica diferente, contendo teor de argila e areia na ordem de 1,00 % e 98,34% respectivamente.

Os solos podem ser classificados segundo EMBRAPA (1999) como: Latossolo Amarelo distrófico textura muito argilosa (LAd), no platô, Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico textura argilosa (PVAd), na encosta, e Espodossolo Cárbicos Hidromórficos típicos, no baixio. As áreas de platô são constituídas por solos muito intemperizados, com alta retenção de água, teores de argila > 60% ( $\pm$  68% a 85%) e alta porosidade total (55%) (com predomínio de microporos: 47%). Nas encostas devido a posição na paisagem esses solos são submetidos a ação do movimento da água permitindo o transporte de carbono e nutrientes. São solos de textura média a argilosa com 30% a 49% de argila, poroso, com bom desenvolvimento de macroporos.

O fracionamento dos poros do solo é apresentado na Figura 7B. Observa-se que esses solos são altamente porosos com até 55%, 54% e 48% de porosidade total, no platô, encosta e baixio, respectivamente. Entretanto, há um predomínio de 42% a 47% poros pequenos, denominados de microporos ( $\phi < 0,05\text{mm}$  a  $0,0002\text{mm}$ ) nos solos argilosos (platô), aumentando em profundidade que proporciona uma retenção maior de carbono na fração pesada.

Nos solos da encosta (Figura 7B), percebe-se um aumento na macroporosidade variando de 12% a 22%, contrastando com os solos do platô que alcançam no máximo 12% de

poros grandes ( $\phi > 0,05\text{mm}$ ), sendo na superfície. Isso implica em uma possibilidade maior de acúmulo de carbono orgânico nos solos da encosta. Os solos do baixio apresentaram um aumento acentuado na macroporosidade (33% a 39%), em função do aumento das partículas grossas (Figura 6), sendo possível a fácil translocação carbono orgânico do solo.

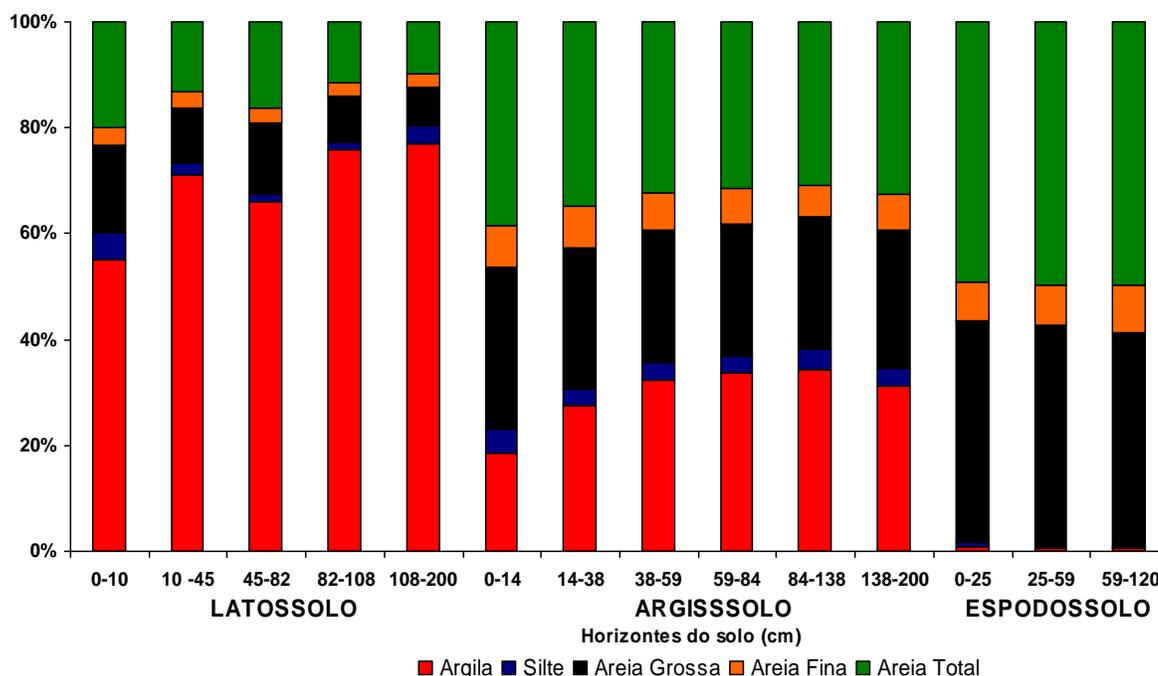


Figura 6. Distribuição granulométrica (%) nos solos, nos diferentes horizontes dos solos e posições topográficas em Bacia Hidrográfica na Reserva Biológica do Cueiras/ZF2 (Floresta Primária).

Na Figura 7A é possível observar a homogeneidade na densidade do solo, com gradativo aumento em profundidade, oscilando de  $1,04 \text{ gkg}^{-1}$  a  $1,26 \text{ gkg}^{-1}$  no platô, aumentando na encosta para valores entre  $1,35 \text{ g kg}^{-1}$  e  $1,51 \text{ g kg}^{-1}$  e no baixio entre  $1,52 \text{ g kg}^{-1}$  e  $1,68 \text{ g kg}^{-1}$ . Esses resultados interferem diretamente nos estoques de carbono do solo que são proporcionais, em profundidade, a aumentos de densidade e espessura da camada de solo, já que nesses solos não há aumentos acentuados de COS. A Tabela 2 apresenta os resultados da química do solo observa-se que o pH em  $\text{H}_2\text{O}$  nos solos variam entre 3,93 e 5,00, nos solos argilosos (LAd e PVAd) e entre 4,13 e 5,00, aumento em profundidade, não havendo muita

variação entre os horizontes e caracterizando o caráter extremamente ácido deste solo (EMBRAPA, 1999).

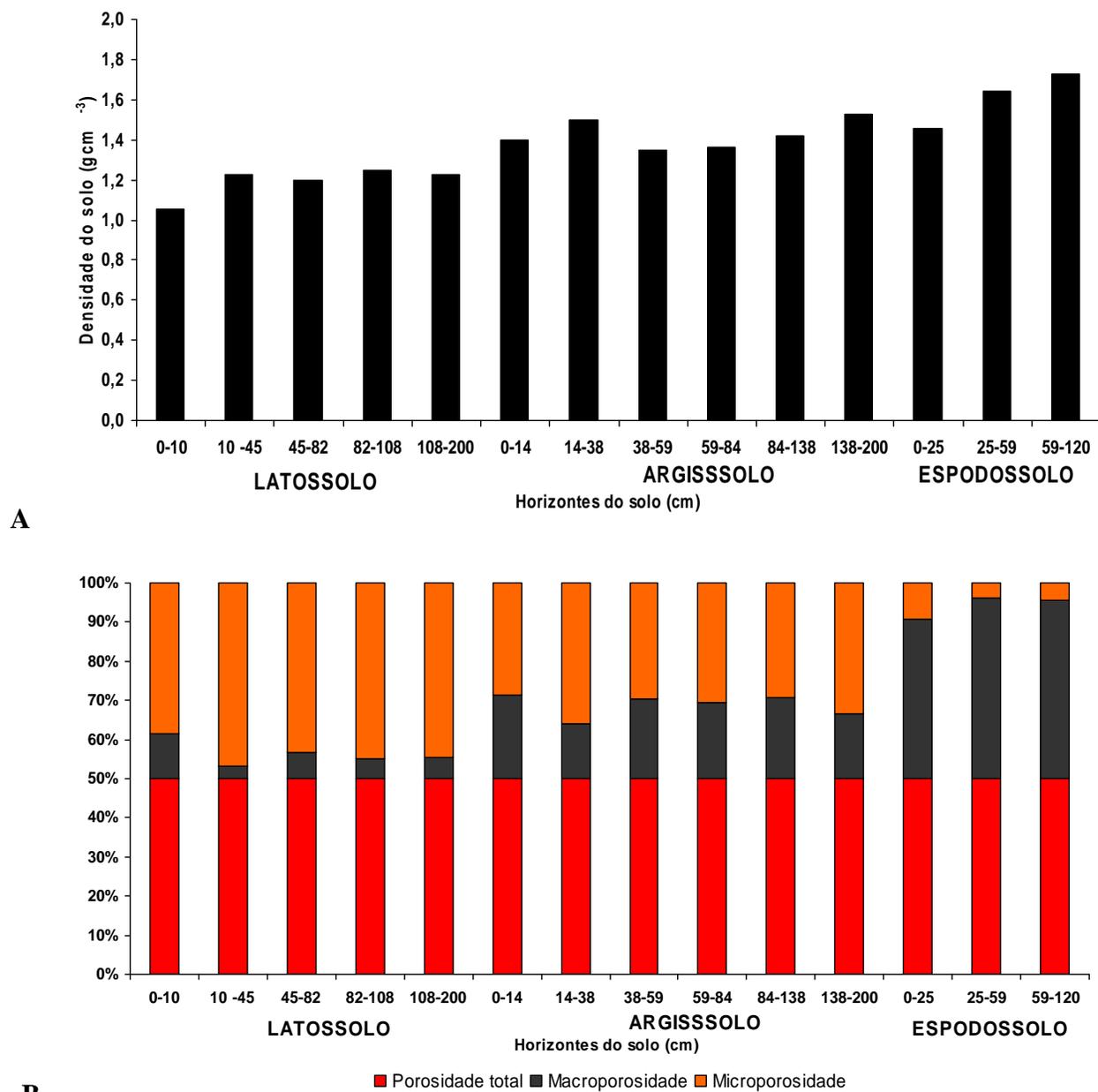


Figura 7. Densidade do solo (A) e distribuição dos poros (B) nos diferentes horizontes dos solos e posições topográficas em Bacia Hidrográfica na Reserva Biológica do Cueiras/ZF2 (Floresta Primária).

O teor de matéria orgânica decresce em profundidade (Tabela 2), sendo o seu maior conteúdo encontrado na superfície devido à incorporação de resíduos vegetais. Os maiores teores foram encontrados na camada superficial dos solos do baixio ( $7,53 \text{ g kg}^{-1}$ ) diferenciando-se dos solos do platô e encosta. Nas florestas tropicais a decomposição da matéria orgânica pode ser considerada a chave do processo dessa comunicação devido ao fluxo de energia e de nutrientes no ecossistema, que é sensível à biodiversidade (Hector et al., 2000), pois reflete a interação entre os componentes bióticos e abióticos do sistema, expressando a qualidade do “ambiente solo” (Mielniczuk, 1999). Apesar da matéria orgânica diminuir com a profundidade não foram verificadas grandes variações nos valores de densidade do solo (Figura 7A). O aumento gradativo do teor de argila (Figura 1) pode ter compensado, a falta de variações expressivas da densidade do solo.

A Tabela 1 apresenta os resultados analíticos da química dos solos estudados. Os valores mais elevados de soma de bases na superfície podem ser atribuídos a dinâmica do (Tabela 2) e nutrientes. A capacidade de troca de cátions (CTC) decresceu em profundidade, sendo que o valor de T variou de  $111,26$  a  $60,53 \text{ mmolc kg}^{-1}$  (platô), de  $60,35 \text{ mmolc kg}^{-1}$  a  $10,64 \text{ mmolc kg}^{-1}$  na encosta e de  $40,44 \text{ mmolc kg}^{-1}$  a  $8,75 \text{ mmolc kg}^{-1}$  no baixio.

Ainda na Tabela 1, observa-se baixa saturação por bases (V%) e alta saturação por alumínio (m). Esta condição pode limitar o enraizamento das plantas em profundidade. Apesar da saturação por alumínio ser  $> 50\%$  ao longo dos perfis, representando um fator restritivo ao crescimento das raízes (Hardy *et al.*, 1990), percebe-se que as plantas sob sistema florestal apresentam grande capacidade de adaptação ao solo, desenvolvendo um sistema radicular profundo, demonstrando as condições de acidez do solo.

Os teores de Ca e Mg foram de  $0,05 \text{ cmol}_c\text{dm}^{-3}$  e  $0,11 \text{ cmol}_c\text{dm}^{-3}$   $0,02 \text{ cmol}_c\text{dm}^{-3}$  e  $0,06 \text{ cmol}_c\text{dm}^{-3}$  em solos do platô e encosta, respectivamente; inferiores aos teores do baixio  $0,03 \text{ cmol}_c\text{dm}^{-3}$  e  $0,04 \text{ cmol}_c\text{dm}^{-3}$ , respectivamente. Vasconcelos & Luizão (2004), também encontraram as maiores concentrações de cálcio e magnésio em floresta de terra firme em solos argilosos. As baixas concentrações de nutrientes na liteira têm como principal causa as

baixas concentrações de nutrientes nos tecidos vegetais, que refletem a baixa disponibilidade de nutrientes no solo. Da mesma forma, o potássio foi maior nos solos do platô e encosta ( $0,09 \text{ cmol}_c\text{dm}^{-3}$  e  $0,06 \text{ cmol}_c\text{dm}^{-3}$ ) do que no baixio ( $0,05 \text{ cmol}_c\text{dm}^{-3}$ ).

Maiores concentrações de P foram encontradas nas camadas superficiais (0-25cm) do solo do baixio ( $4,52 \text{ mgdm}^{-3}$ ) e menores nos solos do platô ( $1,99 \text{ mgdm}^{-3}$ ) e encosta ( $2,48 \text{ mgdm}^{-3}$ ). Isso pode ser explicado em decorrência do maior teor de COS nas camadas superiores dos solos do baixio. As concentrações de P estão associadas à presença de sítios de ligação catiônica na matéria orgânica (MO) (Marschner, 1993).

A Tabela 2 apresenta os atributos do solo como densidade, textura, COT (carbono orgânico total), NiT (nitrogênio total), relação C/N, ECOS (estoque de carbono no solo) e EN (estoque de nitrogênio no solo). Observou-se homogeneidade na densidade do solo e teor de argila com gradativo aumento em profundidade. A densidade do solo variou de  $1,04 \text{ g kg}^{-1}$  a  $1,26 \text{ g kg}^{-1}$  no platô, aumentando na encosta de  $1,35 \text{ g kg}^{-1}$  a  $1,51 \text{ g kg}^{-1}$  e no baixio alcançando valores de  $1,52 \text{ gkg}^{-1}$  a  $1,68 \text{ gkg}^{-1}$ . O teor de argila variou de 68,65% a 86,85% no Latossolo, de 30,93% a 46,71% no Argissolo e de 0,93% a 1,00 no Espodossolo. As camadas superiores dos solos argilosos (0-5cm, 5-10cm e 10-20 cm) apresentaram teores de COT na ordem de 3,38%, 2,72% e 1,70% (Latossolo) e de 3,15%, 2,0% e 1,56% (Argissolo). Em profundidade, mediu-se teores de 0,27% a 0,76% e de 0,17% a 0,83, sendo no Latossolo e Argissolo, respectivamente. Os teores elevados de COT nas camadas superficiais do baixio, variando de 2,0% a 5,5%, decrescendo bruscamente a partir de 20 cm profundidade até um teor de 0,5%.

Os teores de Nit (nitrogênio total) (Tabela 2) seguiram a mesma tendência do COT, decrescendo drasticamente em profundidade, com teores compreendidos entre 0,02% e 0,31% (Latossolo) e 0,01% e 0,30% (Argissolo). Esses valores são característicos dessas classes de solos. As concentrações de nitrogênio do solo foram altas nas primeiras camadas do solo, decrescendo em profundidade, como já é característicos em solos amazônicos (Chauvel et al.,

1987). Os altos teores de nitrogênio nas camadas superficiais estão associados a atividade biológica e alta intensidade de mineralização (Luizão et al., 2004).

As características macromorfológicas (Tabela 3), demonstrando estruturação fraca a moderada nos solos argilosos e muito argilosos com a consistência variando de macio a dura, quando secos; muito friável e friável, quando úmidos; não plástico, plástico, ligeiramente plástico, muito plástico e não pegajoso, pegajoso, ligeiramente pegajoso, quando molhados. As transições são variáveis entre gradual e difusa, predominantemente horizontal. A comparação entre as características macromorfológicas dos três perfis (Tabela 3) reflete, em parte, seus posicionamentos no relevo, o que demonstra diferentes condições de drenagem dos solos. Neste caso, as cores amareladas no perfil no P1 situado na parte mais elevada e avermelhada no perfil P2, refletem condições diferenciadas de drenagem. O baixio (P3) apresenta estrutura em grãos simples, solto, com predomínio de textura arenosa. Em todos os perfis a estruturação promove uma boa permeabilidade do carbono e solução do solo.

Tabela 1. Resultados das análises químicas dos perfis da topossequência, , Reserva Biológica do Cueiras/ZF2 – Manaus/AM

Prof. (m)	Hor.	pH	C	MO	P	K <sup>+1</sup>	Na <sup>+1</sup>	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Al <sup>+3</sup>	H+Al	SB	T	m	V	Fe	Zn	Mn	Cu
		H <sub>2</sub> O	----- %-----	mg dm <sup>-3</sup>	-----cmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup> -----						-----%-----	-----mg dm <sup>-3</sup> -----							
<b>P1 - LAd - Latossolo Amarelo distrófico textura muito argilosa – Platô</b>																			
0,00-0,10	Ap	3,93	2,97	5,12	1,99	0,09	0,01	0,05	0,11	1,30	111	0,26	111,26	112	0,23	331	0,68	1,48	0,20
0,10-0,45	BA	4,32	1,36	2,34	0,81	0,02	0,01	0,01	0,02	0,81	90,8	0,06	90,86	93,1	1,54	266	0,12	1,30	0,20
0,45-0,82	Bw1	4,46	0,65	1,12	0,46	0,01	0,01	0,01	0,00	0,60	80,2	0,03	80,23	95,2	0,03	80	0,02	0,68	0,10
0,82-1,08	Bw2	4,78	0,52	0,89	0,34	0,02	0,00	0,01	0,00	0,53	70,7	0,03	70,73	94,6	1,58	56	0,10	0,34	0,10
1,08-2,00 <sup>+</sup>	Bw3	5,00	0,34	0,58	0,38	0,02	0,00	0,01	0,00	0,27	60,5	0,03	60,53	90,0	0,04	34	0,12	0,02	0,00
<b>P2 - PVAd - Argissolo Vermelho Amarelo distrófico textura argilosa – Encosta</b>																			
0,00-0,14	Ap	4,15	2,31	3,98	2,48	0,06	0,01	0,02	0,06	0,96	60,2	0,15	60,35	86,5	0,24	401	0,35	0,91	0,20
0,14-0,38	B1	4,14	1,00	2,05	1,04	0,05	0,01	0,01	0,02	0,68	40,1	0,09	40,19	88,3	0,22	470	0,13	0,83	0,10
0,38-0,59	B2	4,34	0,61	1,05	0,79	0,03	0,01	0,01	0,01	0,65	30,2	0,06	30,26	91,5	0,19	272	0,07	0,95	0,10
0,59-0,84	Bt1	4,49	0,41	0,70	0,55	0,04	0,00	0,01	0,00	0,60	20,1	0,05	20,15	92,0	0,24	125	0,05	0,53	0,10
0,84-1,38	Bt2	4,72	0,28	0,48	0,38	0,02	0,00	0,01	0,00	0,45	10,7	0,03	10,73	93,7	0,27	51	0,08	0,16	0,0
1,38-2,00 <sup>+</sup>	Bt3	4,75	0,21	0,36	0,34	0,03	0,00	0,01	0,00	0,32	10,6	0,04	10,64	88,8	0,37	46	0,13	0,13	0,00
<b>P3 - EKg – Espodosolo Cárbico Hidromórfico típico – Baixio</b>																			
0,00-0,25	A	4,13	4,37	7,53	4,52	0,05	0,02	0,03	0,04	1,40	40,3	0,14	40,44	90,9	0,34	31	0,38	1,50	0,10
0,25-0,59	E	4,75	0,57	0,98	0,82	0,02	0,01	0,00	0,00	0,10	27,7	0,03	27,73	76,9	0,10	20	0,10	0,04	0,10
0,59 -1,20 <sup>+</sup>	Bhg	5,03	0,52	0,89	0,74	0,04	0,01	0,00	0,00	0,05	8,70	0,05	8,75	50,0	0,57	18	0,16	0,04	0,00

MOS = matéria orgânica do solo; T = capacidade de troca de cátions (SB+H+Al); m = saturação por alumínio (Al<sup>+3</sup>/SB+Al<sup>+3</sup>)x100

Tabela 2. Valores totais de densidade do solo, carbono orgânico, nitrogênio, relações C/N, teor de argila, estoques de carbono e estoque de nitrogênio em diversas profundidades ao longo de gradiente topográfico em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2)

SOLO	Prof. (cm)	COT %	NiT	C:N	$\rho$ g.kg <sup>-1</sup>	Argila %	EC Mgha <sup>-1</sup>	EN
<b>LATOSSOLO (Platô)</b>	0-5	3,38a ± 0,8	0,31a ± 0,0	11,60 a ± 3,5	1,04 a ± 0,1	68,65 a ± 0,4	17,56 a ± 4,0	1,61 a ± 0,5
	5-10	2,72a ± 0,0	0,26a ± 0,1	11,59 a ± 4,0	1,07 a ± 0,1	70,32 a ± 0,9	14,56 a ± 0,6	1,41 a ± 0,6
	10-20	1,77ab ± 0,2	0,14b ± 0,0	12,84 a ± 0,2	1,11 a ± 0,2	79,40 b ± 1,2	19,73 a ± 2,6	1,53 a ± 0,1
	20-40	1,04b ± 0,0	0,09c ± 0,0	12,14 a ± 0,4	1,18 a ± 0,1	82,80 b ± 0,2	24,61 a ± 1,6	2,03 b ± 0,0
	40-60	0,76c ± 0,0	0,06c ± 0,0	11,94 a ± 0,3	1,18 a ± 0,1	81,14 b ± 0,1	17,77 ab ± 1,4	1,49 a ± 0,1
	60-80	0,56c ± 0,0	0,05c ± 0,0	11,21 a ± 0,3	1,22 bc ± 0,2	80,27 b ± 0,0	13,80 ab ± 0,6	1,23 a ± 0,0
	80-100	0,46c ± 0,0	0,04c ± 0,0	10,95 a ± 0,2	1,26 c ± 0,3	84,92 b ± 0,7	11,71 b ± 0,9	1,07 c ± 0,1
	100-160	0,36c ± 0,0	0,03c ± 0,0	13,65 a ± 1,6	1,23 c ± 0,1	86,32 b ± 0,3	26,93 a ± 1,9	2,00 b ± 0,3
	160-200	0,27c ± 0,0	0,02c ± 0,0	14,51 a ± 2,0	1,24 c ± 0,1	86,85 b ± 0,5	13,65 ab ± 1,1	0,95 c ± 0,0
<b>ARGISSOLO (Encosta)</b>	0-5	3,15a ± 0,9	0,30a ± 0,0	12,58 a ± 4,0	1,35 a ± 0,1	30,93 a ± 0,5	21,23 a ± 6,0	1,79 a ± 0,4
	5-10	2,04a ± 0,6	0,10a ± 0,0	14,29 a ± 0,9	1,39 a ± 0,1	31,13 a ± 0,2	14,22 b ± 4,0	0,20 b ± 0,2
	10-20	1,56ab ± 0,5	0,10a ± 0,0	15,11 a ± 0,9	1,46 ab ± 0,1	43,16 b ± 0,6	22,85 a ± 7,0	1,50 a ± 0,4
	20-40	0,83c ± 0,7	0,01b ± 0,0	13,54 a ± 0,5	1,51 b ± 0,1	43,36 b ± 0,8	25,12 a ± 2,0	1,85 a ± 1,4
	40-60	0,63c ± 0,1	0,05b ± 0,0	13,38 a ± 0,7	1,37 a ± 0,1	46,93 b ± 0,3	17,30 a ± 3,3	1,29 c ± 0,2
	60-80	0,39c ± 0,0	0,03b ± 0,0	14,91 a ± 1,6	1,36 a ± 0,1	47,25 b ± 0,9	10,63 b ± 1,9	0,72 d ± 0,1
	80-100	0,33c ± 0,0	0,02b ± 0,0	20,55 bc ± 6,0	1,42 b ± 0,1	48,25 b ± 1,3	9,29 b ± 1,3	0,48 b ± 0,1
	100-160	0,24cd ± 0,0	0,01b ± 0,0	18,46 c ± 3,0	1,51 b ± 0,2	46,48 b ± 0,3	21,43 a ± 3,0	1,21 c ± 0,3
	160-200	0,17d ± 0,0	0,01b ± 0,0	37,38 d ± 11,0	1,51 b ± 0,1	46,71 b ± 0,5	10,05 b ± 1,2	0,28 b ± 0,1
<b>ESPODOSSOLO (Baixio)</b>	0-5	5,51a ± 0,8	0,37a ± 0,0	14,41 a ± 2,95	1,52 a ± 0,2	1,00 a ± 0,1	38,83 a ± 5,0	2,85 a ± 0,9
	5-10	3,58ab ± 0,5	0,20a ± 0,0	17,84 a ± 1,6	1,57 a ± 0,2	1,47 b ± 0,0	28,34 b ± 7,1	1,63 b ± 0,6
	10-20	2,08b ± 2,4	0,11a ± 0,1	18,22 ab ± 1,2	1,57 a ± 0,1	1,75 c ± 0,0	30,91 a ± 3,4	1,61 b ± 1,7
	20-40	0,82c ± 0,4	0,04b ± 0,0	21,92 b ± 3,0	1,68 b ± 0,2	1,00 a ± 0,1	28,35 b ± 16,5	1,39 c ± 0,9
	40-60	0,59c ± 0,4	0,03b ± 0,0	28,55 c ± 15,0	1,55 a ± 0,1	1,00 a ± 0,0	17,47 c ± 11,5	0,88 d ± 0,6
	60-80	0,51c ± 0,3	0,03b ± 0,0	30,62 c ± 20,0	1,57 a ± 0,1	1,00 a ± 0,2	15,53 c ± 9,5	0,82 d ± 0,6
	80-100	0,63c ± 0,6	0,03b ± 0,0	33,84 c ± 19,0	1,62 b ± 0,1	0,93 a ± 0,0	18,17 c ± 22,0	0,78 d ± 0,9

Valores obtidos médios (N = 5) para COT = carbono orgânico total; NiT = nitrogênio orgânico total;  $\rho$  = densidade do solo; teor de argila; EC = estoque de carbono no solo; EN = estoque de nitrogênio no solo. Comparações entre as médias feita pelo teste Tuckey (HSD). Valores seguidos da mesma letra numa mesma coluna não são significativamente diferentes pela Teste F da análise de variância (p=0,05).

Tabela 3. Caracterização macromorfológica dos perfis localizados no platô e encosta, topossequência, Reserva Biológica do Cueiras/ZF2, km 34 – Manaus/AM

Prof.(m)	Hor	Text.	Cor seca	Cor úmida	Cor molhada	Estrutura tipo, classe, grau	Consistência seca, úmida, molhada	Poros	Raízes	Transição
<b>P1 - LAd - Latossolo Amarelo distrófico textura muito argilosa – Platô</b>										
0,00-0,10	Ap	M.arg	10YR 4/3	10YR 4/4	10YR 4/3	bl. sub., m. peq. e peq., moderada	lig. dura, m. friável, lig. pl. e lig. peg.	c. peq. méd e gr.	m. finas e méd. p. gr.	Grad.e Horiz.
0,10-0,45	BA	M.arg	10YR 7/6	10YR 7/6	10YR 7/6	bl. sub., peq. e média, moderada	lig. dura, friável, lig. pl. e lig. peg.	c. peq. e méd e p. gr.	r. finas, c. méd. e r. gr.	Dif. e Hor.
0,45-0,82	Bw1	M.arg	10YR 7/8	10YR 7/7	10YR 7/8	bl. sub., peq. e média, moderada	lig. dura, friável, lig. pl. e lig. peg.	c. peq. e méd e p. gr.	r. finas, c. méd. e r. gr.	Dif. e Hor.
0,82-1,08	Bw2	M.arg	10YR 8/8	10YR 7/8	10YR 8/8	bl. sub., média e grande, moderada	dura, firme, pl. e peg.	c.peq. p. méd e r.gr.	r. finas e méd. e p. gr.	Dif. e Hor.
1,08-2,00 <sup>+</sup>	Bw3	M.arg	10YR 8/8	10YR 7/8	10YR 8/8	bl. sub., peq. e m. peq., moderada	m. dura, firme, m. pl. e m. peg.	c.peq. p. méd e r.gr.	r. finas, méd. e gr.	Dif. e Hor.
<b>P2 - PVAd - Argissolo Vermelho Amarelo distrófico textura argilosa – Encosta</b>										
0,00 – 0,14	A	Média	10YR 4/4	10YR 4/4	10YR 4/4	bl. sub., m. peq. e peq., fraca	lig. dura, m. friável, não pl., lig. peg.	c. peq., méd. e gr.	m. finas, p. méd e gr.	Grad.e Hor.
0,14 – 0,38	B1	Arg.	10YR 6/6	10YR 4/8	10YR 6/8	bl. sub., peq. e méd., moderada	lig. dura, friável, lig. pl., lig. peg.	c. peq., méd. e gr.	c. finas e méd. e p. gr.	Clara e Hor.
0,38 – 0,59	B2	Arg.	10YR 7/6	10YR 7/6	10 YR 7/8	bl. sub., peq. e méd., moderada	lig. dura, friável, lig. pl., lig. peg.	c. peq., méd. e r. gr.	c. finas e méd. e p. gr.	Clara e Hor.
0,59 – 0,84	Bt1	Arg.	7,5YR 6/8	7,5YR 6/8	7,5YR 6/8	bl. sub., méd., moderada	lig. dura, friável, lig. pl., lig. peg.	c. peq., p. méd. e r. gr.	r. finas, p. méd. e gr.	Dif. e Hor.
0,84 – 1,38	Bt2	Arg.	7,5YR 7/8	7,5YR 6/8	7,5YR 6/8	bl. sub., méd. e gr., moderada	lig. dura, friável, pl. e peg.	p. peq., r. méd. e gr.	r. finas, e méd. e p. gr.	Dif. e Hor.
1,38 – 2,00 <sup>+</sup>	Bt3	Arg.	7,5YR 7/8	7,5YR 6/8	7,5YR 6/8	bl. sub., méd. e gr., moderada	lig. dura, friável, pl. e peg.	p. peq., r. méd. e gr.	r. finas, méd. e gr.	Dif. e Hor.

**Cont.**

Tabela 3. Caracterização macromorfológica do perfil localizado no baixio (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2, Km 34 (vicinal) – Manaus/AM)

<b>Prof.(m)</b>	<b>Hor</b>	<b>Text</b>	<b>Cor seca</b>	<b>Cor úmida</b>	<b>Cor Molhada</b>	<b>Estrutura tipo, classe, grau</b>	<b>Consistência seca, úmida, molhada</b>	<b>Poros</b>	<b>Raízes</b>	<b>Transição</b>
<b>P3 - EKg – Espodossolo Cárbico Hidromórfico típico – Baixio</b>										
*0,00-0,25	A	Aren.	2 4/5 PB	2 4/5 PB	4/10PB	grãos simples, solto	n.plast. n.peg.	c. m.peq. e peq.	m. m.finas, c. méd e gr.	Clara e Hor.
0,25 – 0,59	E	Aren.	2 6/5 PB	2 6/5 PB	2 6/5PB	grãos simples, solto	n.plast. n.peg.	p. peq., c.méd. e gr.	c. finas e méd. e p. gr.	Grad. e Hor.
**0,59 – 1,20 <sup>+</sup>	Bhg	Aren.	2 7/5 PB	2 7/5 PB	2 7/5 PB	grãos simples, solto	n.plast. n.peg.	c. peq., méd. e r. gr.	r. finas e méd. e m. gr. e m.gr.	Grad. e Hor.

\* presente sobre este horizonte uma camada orgânica de 14 cm; \*\* o horizonte espódico encontra-se logo após este horizonte.

bl. sub. = bloco subangular; peq. = pequena; lig. = ligeiramente; m. = muito; pl. = plástico; peg. = pegojoso; m. gr. = muito grande; p.peq. = pouco pequenos; c. peq. = comuns pequenos; r. gr. = raros grandes; c. méd. = comuns médios; c. gr. = comuns grandes; ab. peq. = abundantes pequenos; Grad. = gradual; Hor. = horizontal; Dif. = difusa

A Figura 8 apresenta os valores médios da massa e agregados em diferentes classes de tamanhos nos solos do platô e encosta da topossequência em estudo. Verifica-se que a maior concentração de agregados estáveis em água ocorreu na classe de diâmetro > 2 mm nas duas posições topográficas estudadas. Os agregados do solo são compostos de partículas primárias (argila, silte e areia) e matéria orgânica que se aderem umas às outras (Kemper & Rosenneau, 1986).

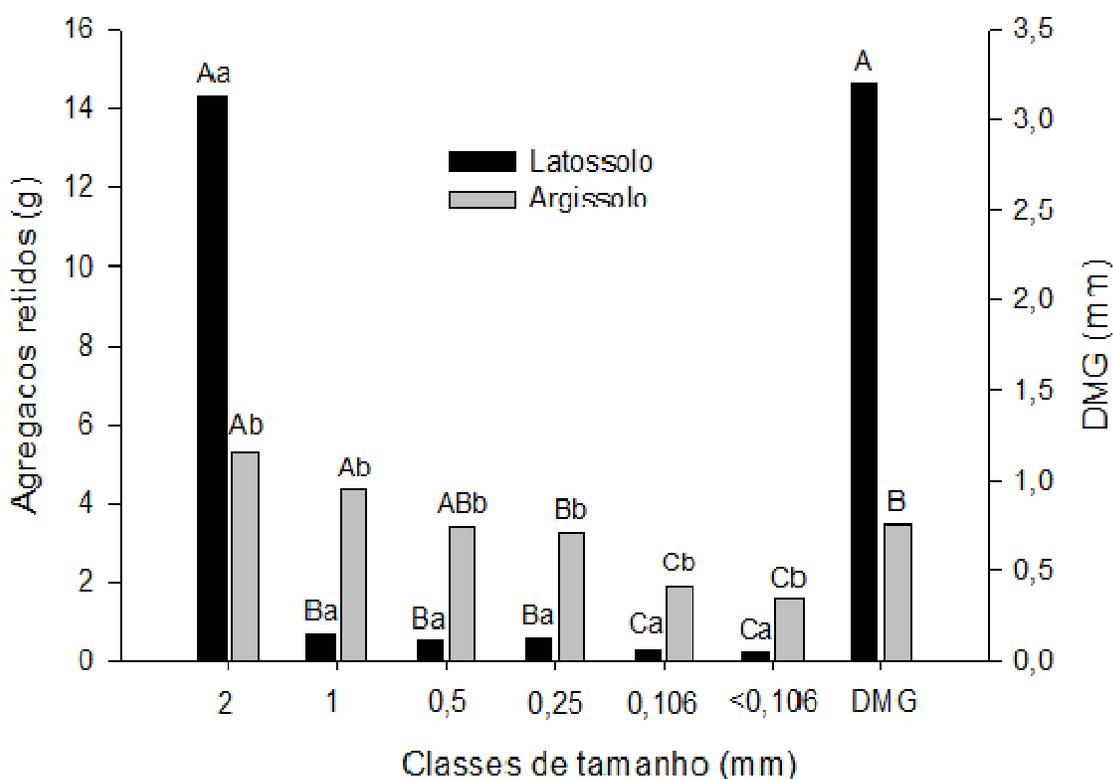


Figura 8. Valores médios das massas de agregados retidos em diferentes classes de tamanho e diâmetro médio geométrico. A primeira letra compara as classes de tamanho dos agregados dentro de cada solo, a segunda compara as classes entre os solos ( $p < 0,05$ ; Tuckey HSD a 5%)

O solo do platô apresentou maiores de agregados nas classes 2 mm de diâmetro ( $14,30g \pm 0,69$ ) quando comparado com o solo da encosta ( $5,33g \pm 0,23$ ), diferindo estatisticamente. Esses resultados demonstram que os Latossolos tem a maior capacidade de

estabilizar o carbono orgânico, enquanto que o carbono presente na encosta é mais diretamente influenciado pela ação da deposição e acúmulo de liteira e ação posterior da agregação do solo.

A maior eficiência na agregação dos Latossolos pode estar relacionada com a maior densidade das raízes, potencializando uma proteção física e o acúmulo de matéria orgânica no solo (Foster, 1994). Estudos demonstram que os agregados contêm o carbono lábil que é fisicamente protegido pelo microorganismos decompositores e que os agregados grandes protegem uma grande quantidade desse tipo de carbono (Amelung & Zech, 1999).

Estudos demonstram que a redução do carbono orgânico deve estar relacionada com a redução da estabilidade de agregados (Pinheiro et al., 2004), favorecendo a erosão e empobrecimento do solo em nutrientes. Mudanças ocorridas na estabilidade de agregados são refletidas em agregados de 0,5 a 2,0 mm. As maiores quantidades de agregados nas classes 2,0 mm encontrados nos Latossolos indicam uma maior agregação do solo, principalmente em agregados de tamanhos maiores.

No caso do solo da encosta, este apresentou uma maior agregação em todas as demais classes de tamanho. Isso demonstra que apesar da posição na paisagem esses solos conseguem manter uma boa estruturação do solo na superfície, em função da maior incidência de poros grandes do que nos Latossolo, conforme demonstrado na Figura 7B, entretanto, apesar da encosta apresentar muito agregados com diâmetros inferiores a 1mm, superando o solo do platô, esses são de menores tamanhos e menos estáveis. De acordo com Siqueira et al. (1994), uma boa estruturação para o desenvolvimento vegetal e sustentabilidade ambiental depende da presença de agregados estáveis com diâmetro maior que 1 mm.

Ainda na Figura 8, é possível inferir que na camada superficial (0-10cm) o COS está contido nos agregados maiores sendo esses passivos de alterações pelo manejo. Nessa camada não há uma proteção física dos agregados que condicione uma maior estabilização do carbono orgânico, sendo controlado pelo acúmulo de liteira na superfície e ação bioquímica dos decompositores aumentando os constituintes mais lábeis do solo (Christensen, 1996). O processo de proteção física da matéria orgânica é mais intenso em solos não revolvidos (Feller

& Beare, 1997; Six et al., 1999). Os resultados indicam uma possível relação da matéria orgânica com tamanhos específicos de agregados do solo. Castro Filho et al. (2002) observaram que independente do sistema de preparo ou da profundidade do solo, os maiores teores de carbono são encontrados nas classes  $> 2$  mm, indicando que grandes quantidades de carbono são associadas com aumento no tamanho dos agregados.

Os resultados do diâmetro médio geométrico (DMG) indicaram que o Latossolo apresenta agregados mais estáveis à água ( $3,20 \pm 0,49$  mm) quando comparado com o Argissolo ( $0,75 \pm 0,07$  mm), indicando que o solo do platô é mais estruturado que o solo da encosta. O DMG reflete a qualidade estrutural do solo, pois expressa o tamanho dominante da classe de agregados do solo, podendo ser usado como um excelente índice de estabilidade de agregados do solo.

Essas características são de um solo menos susceptível a mecânica do processo erosivo (dispersão, transporte e deposição). Os resultados do DMG indicam que os agregados mais estáveis à água estão concentrados em diâmetros maiores que 2 mm no Latossolo e maiores que 0,5 mm no Argissolo.

### **Carbono orgânico, nitrogênio total e relação C/N**

Os teores de carbono orgânico, nitrogênio e relação C/N dos solos são apresentados na Tabela 4, bem como os valores dos teores médios de carbono, nitrogênio e relação C/N, nos 4 anos amostrados, nas Figuras 9, 10 e 11 respectivamente.

Os teores médios de carbono nos solos ao longo do gradiente topográfico variaram de 1,36% a 2,97% (Latossolo), de 1,00% a 2,31% (Argissolo) e em torno de 4,37% no Espodossolo, ambos na superfície (até 30 cm de profundidade) (Figura 9). Nos horizontes subsuperficiais os teores variaram de 0,65% a 0,34% (Latossolo), 0,61% a 0,21% (Argissolo), ambos até 2,0 m de profundidade e de 0,57% a 0,52% no Espodossolo, até 120cm de profundidade (Figura 9).

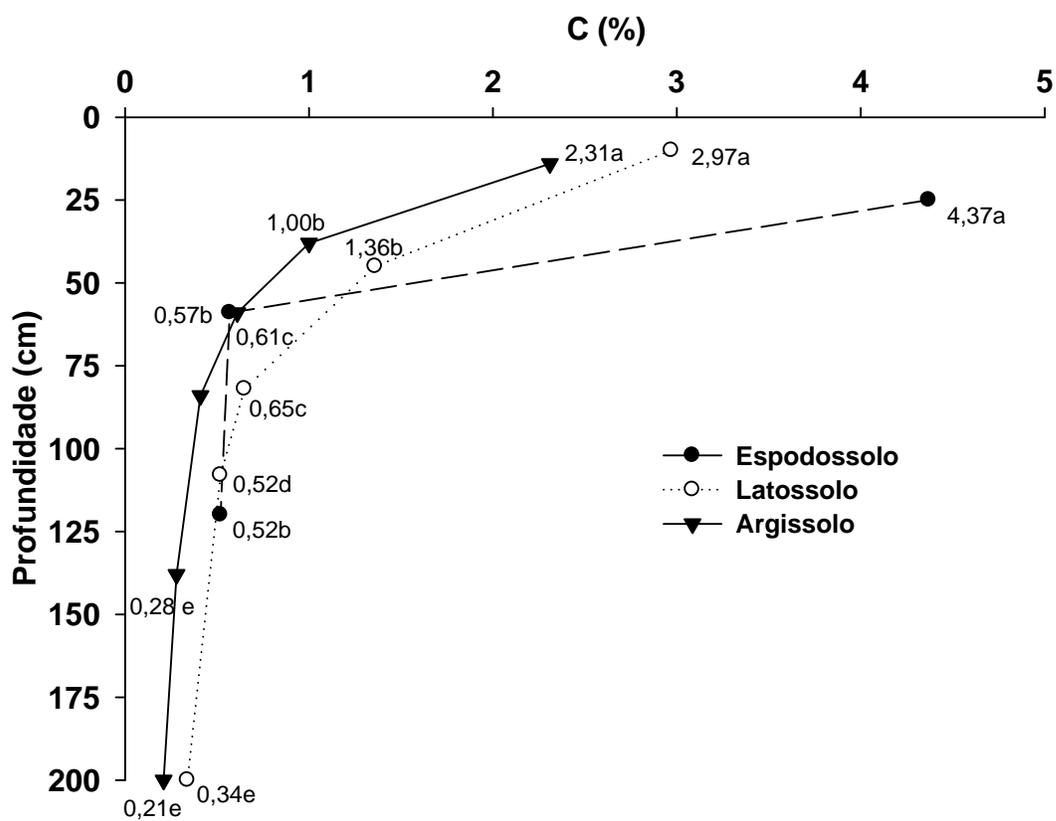


Figura 9. Valores médios das concentrações de carbono, ao longo de 4 anos (2005-2008) de amostragens, ao longo do gradiente topográfico, em Bacia Hidrográfica, na Reserva Biológica do Cueiras/ZF2 (Floresta Primária), nas diferentes classes de solos.

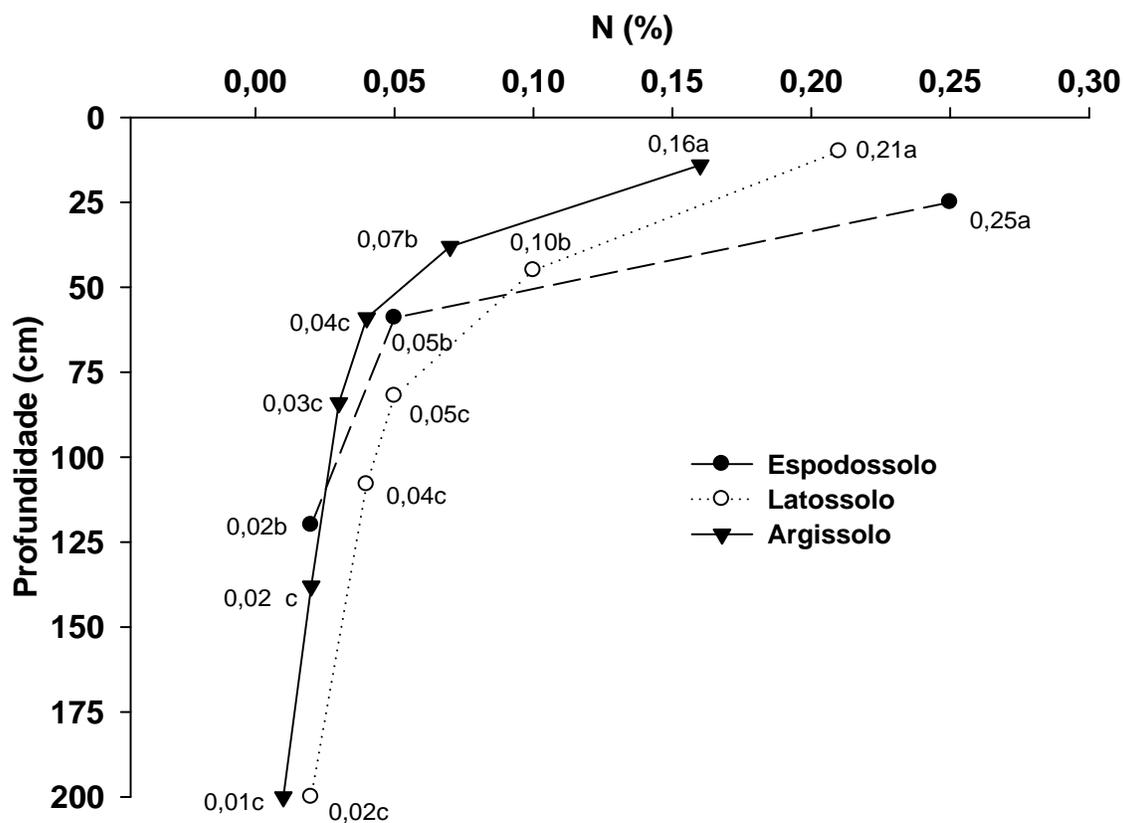


Figura 10. Valores médios das concentrações de nitrogênio, ao longo de 4 anos (2005-2008) de amostragens, ao longo do gradiente topográfico, em Bacia Hidrográfica, na Reserva Biológica do Cueiras/ZF2 (Floresta Primária), nas diferentes classes de solos.

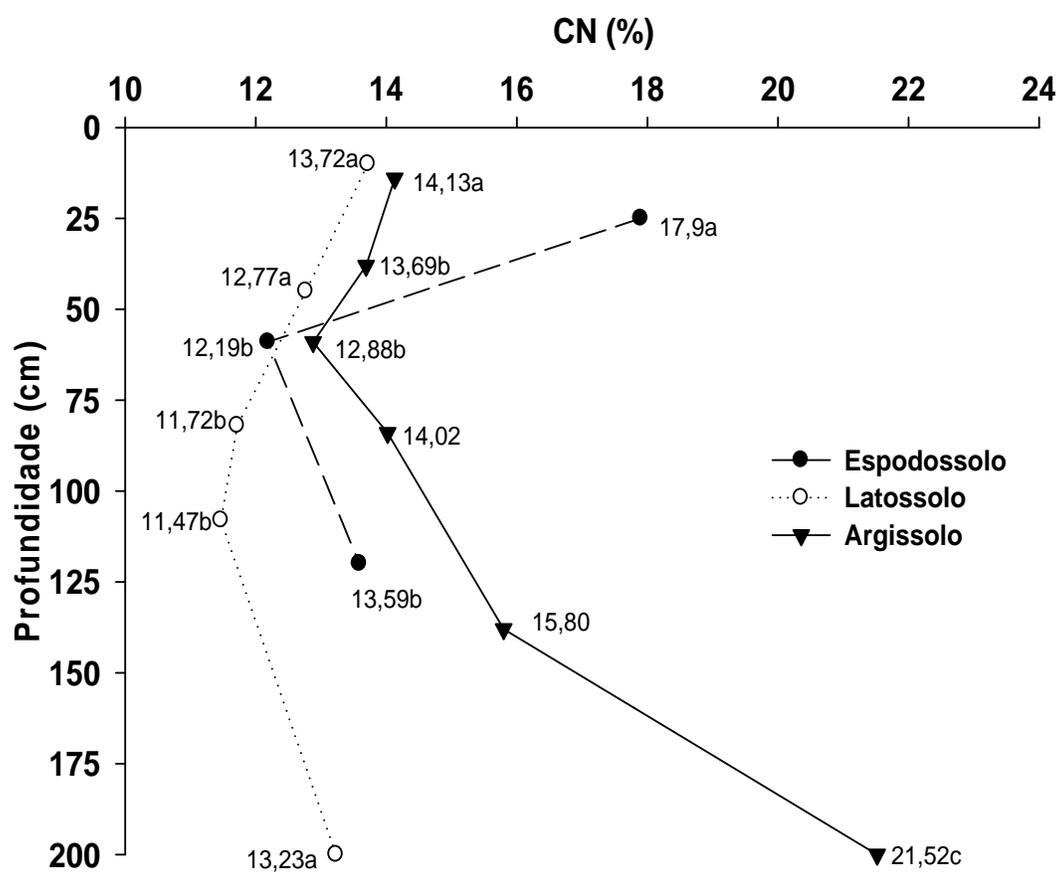


Figura 11. Valores médios da relação C/N, ao longo de 4 anos (2005-2008) de amostragens, ao longo do gradiente topográfico, em Bacia Hidrográfica, na Reserva Biológica do Cueiras/ZF2 (Floresta Primária), nas diferentes classes de solos.

Tabela 4. Valores totais do carbono orgânico, nitrogênio, relação C:N e estoque de carbono nos diferentes horizontes dos solos e posições topográficas em Bacia Hidrográfica na Reserva Biológica do Cueiras/ZF2 (Floresta Primária).

Horizontes (m)	Carbono (%)				Nitrogênio (%)				Relação C/N			
	2005	2006	2007	2008	2005	2006	2007	2008	2005	2006	2007	2008
<b>P1 - LAd - Latossolo Amarelo distrófico textura muito argilosa – Platô</b>												
0,0-0,10	2,99±0,4	3,09±0,5	2,56±0,3	3,24±0,2	0,22±0,0	0,22±0,0	0,19±0,0	0,23±0,0	13,72±1,5	14,05±0,7	13,43±0,1	13,70±0,6
$\sigma$	0,5	0,6	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	0,8	0,2	0,6
0,10-0,45	1,42±0,1	1,50±0,3	1,24±0,3	1,28±0,0	0,13±0,0	0,12±0,0	0,10±0,0	0,08±0,0	10,99±1,0	12,67±0,2	12,77±0,4	14,68±0,3
$\sigma$	0,1	0,4	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2	0,3	0,6	0,3
0,45-0,82	0,69±0,1	0,66±0,0	0,64±0,0	0,62±0,0	0,06±0,0	0,06±0,0	0,05±0,0	0,05±0,0	11,49±2,2	11,47±0,3	12,03±0,1	11,89±1,5
$\sigma$	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6	0,4	0,2	1,7
0,82-1,08	0,55±0,0	0,50±0,0	0,52±0,0	0,51±0,0	0,05±0,0	0,05±0,0	0,04±0,0	0,04±0,0	11,05±0,8	11,01±0,2	12,31±0,5	11,53±0,8
$\sigma$	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,3	0,6	0,9
1,08-2,00	0,36±0,0	0,32±0,0	0,36±0,0	0,34±0,0	0,04±0,0	0,02±0,0	0,02±0,0	0,03±0,0	10,47±1,6	15,44±2,4	14,98±1,0	12,05±3,6
$\sigma$	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	2,8	1,2	4,1
<b>P2 - PVAd - Argissolo Vermelho Amarelo distrófico textura argilosa – Encosta</b>												
0,0-0,14	2,40±0,5	2,43±0,8	2,18±0,1	2,24±0,1	0,18±0,0	0,17±0,0	0,15±0,0	0,16±0,0	13,54±1,3	14,44±0,6	14,83±1,4	13,74±0,3
$\sigma$	0,6	1,0	0,2	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	1,5	0,8	1,6	0,4
0,14-0,38	1,19±0,1	1,02±0,2	1,00±0,1	0,80±0,0	0,10±0,0	0,07±0,0	0,07±0,0	0,06±0,0	13,58±1,3	14,02±0,6	14,08±1,4	13,10±0,2
$\sigma$	0,1	0,3	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,5	0,7	1,6	0,2
0,38-0,59	0,65±0,0	0,62±0,0	0,61±0,1	0,57±0,0	0,05±0,0	0,05±0,0	0,04±0,0	0,05±0,0	13,09±0,1	13,52±0,6	13,89±0,9	11,02±0,7
$\sigma$	0,1	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,7	1,1	0,8
0,59-0,84	0,48±0,0	0,41±0,0	0,39±0,0	0,37±0,0	0,03±0,0	0,03±0,0	0,03±0,0	0,03±0,0	14,32±0,7	16,73±2,3	13,71±0,4	11,35±1,2
$\sigma$	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	2,6	0,5	1,4
0,84-1,38	0,31±0,0	0,31±0,0	0,25±0,0	0,26±0,0	0,03±0,0	0,02±0,0	0,01±0,0	0,02±0,0	12,40±1,1	18,96±4,0	16,05±1,3	13,33±2,8
$\sigma$	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	4,6	1,4	3,25
1,38-2,00	0,23±0,0	0,22±0,0	0,20±0,0	0,20±0,0	0,01±0,0	0,01±0,0	0,01±0,0	0,01±0,0	18,23±1,4	24,77±8,8	26,52±6,4	16,58±1,5
$\sigma$	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	10,1	7,4	1,8
<b>P3 - EKg – Espodosolo Cárbico Hidromórfico típico – Baixo</b>												
0,0-0,25	4,5±1,0	4,6±1,7	4,1±0,9	4,3±0,5	0,3±0,1	0,3±0,1	0,2±0,0	0,23±0,0	16,6±1,9	18,4±0,6	18,1±1,3	18,54±1,4
$\sigma$	0,9	2,3	0,7	0,8	0,1	0,1	0,0	0,0	2,2	0,8	1,8	1,8
0,25-0,59	0,4±0,0	0,6±0,2	0,5±0,0	0,88±0,1	0,1±0,0	0,0±0,0	0,1±0,0	0,0±0,0	4,8±1,5	17,9±4,9	7,4±3,1	18,68±1,6
$\sigma$	0,0	0,3	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	6,6	4,1	2,1
0,59-1,20	0,4±0,1	0,6±0,3	0,5±0,2	0,64±0,2	0,1±0,0	0,0±0,0	0,0±0,0	0,0±0,0	5,4±1,2	22,2±11,3	13,1±4,6	13,66±5,4
$\sigma$	0,1	0,4	0,1	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	15,3	6,2	7,3

Valores médios ( $\bar{X}$ ) com seus respectivos  $\sigma$  (desvio padrão) obtidos a partir de 05 repetições (em 5 pontos diferentes, em cada posição topográfica)

Os teores de carbono não sofreram alterações significativas ao longo dos anos (Tabela 4), mantendo-se constantes, entretanto observa-se que as camadas superficiais apresentam variações nos seus teores, atribuindo-se à dinâmica da liteira. Em solos com vegetação natural não ocorre variação nos conteúdos de matéria orgânica no tempo (Buso & Kliemann, 2003).

Os perfis do platô apresentaram maiores teores de COS, seguido do solo da encosta e baixo. Entretanto, os solos do baixo na superfície apresentaram maiores teores de COS. Essa tendência pode de ser explicada pela taxa de produção e decomposição de liteira nas posições topográficas, conforme resultados encontrados por Luizão et al. (2004) os quais indicam maior produção no platô e menor no baixo. O COS no solo do baixo apresentou teores diferentes dos esperados, pois como a areia confere menor ligação dos componentes orgânicos com os constituintes coloidais minerais proporcionando menor proteção física (Christensen, 1992; Telles et al., 2003; Neu, 2004) e facilitando sua decomposição microbiana (Bayer et al., 2000). Portanto, o COS deveria ser inferior aos encontrados neste estudo. Esses solos, devido sua posição topográfica, são submetidos a ação da elevação do lençol freático, bem como ao processo de transporte de material orgânico ao longo do perfil, fazendo com que haja um acúmulo do carbono em profundidade, proporcionando aumentos nos estoques de carbono. Outro fator que pode contribuir para o elevado COS no baixo deve estar relacionado ao acúmulo de material orgânico e liteira não decomposto, como nos solos de várzea devido a inundação.

Luizão et al. (2004) em amostragens realizadas, somente nas camadas superficiais, ao longo do mesmo nível topográfico obteve teores na ordem de 2,3%-3,5% (0-5 cm) e de 1,8%-2,3% (5-10 cm) no Latossolo, a 1,3%-4,0% (0-5cm) e de 1,0%-2,9% (5-10cm) no Argissolo; estando próximos aos encontrados neste estudo. Da mesma forma Souza (2004) encontrou valores na ordem de 3,79% a 3,09% (Latossolo), 1,41% a 3,17% (Argissolo)

Os resultados se tornam mais aproximados aos encontrados por Luizão et al. (2004) e Souza (2004) quando comparados com os obtidos nos mesmos intervalos de camadas (Tabela 2), demonstrando a diferença entre coletas de solos para determinação de COS entre camadas (Tabela 2) e nos horizontes dos solos (Figura 9).

As maiores diferenças no COS com relação a outros estudos foram encontrados no baixo (Espodossolo). O baixo apresentou no horizonte superficial (0-25 cm) um teor de COS de 4,37% (Figura 9), bem como em amostragens realizadas em camadas de 0-5 cm e de 5-10 cm, teores de 5,61% e 3,58% (Tabela 2), contrastando com resultados encontrados por Luizão et al. (2004) que foram de 0,5% a 1,0% e de 0,2% a 0,8%, respectivamente, nas mesmas camadas. Da mesma forma Souza (2004), a 5 cm de profundidade, obteve valores variando de 2,48% a 3,94%. Essas diferenças podem ser explicadas em função da dinâmica das áreas de baixo, pois sofrem influência das flutuações do lençol freático e da ação das raízes finas na superfície do solo, disponibilizando o carbono em maiores concentrações nas camadas superficiais.

No geral, os resultados encontrados confirmam os estudos que a floresta é um sumidouro de COS, sendo o solo um armazenador em potencial. A Tabela 4 apresenta a evolução do carbono ao longo dos 4 anos de amostragens. Observa-se que o COS permanece sem grande alteração ao longo do tempo. A coleta dos solos realizada no período seco (outubro) coincide com o maior acúmulo de liteira nessa época e o menor na época chuvosa, para todo gradiente topográfico. Para Luizão *et. al.* (2004), este fato pode ser atribuído à maior queda de detritos orgânicos e à decomposição mais lenta nesta época do ano. Em decorrência disso, o COS do solo do ano seguinte é mantido pela decomposição da liteira. Esse comportamento foi demonstrado por Monteiro (2005) que observou uma maior taxa de decomposição no solo do platô desse gradiente topográfico, constatando uma renovação completa dos resíduos dentro do período de 1 ano (Monteiro, 2005).

Os solos com vegetação natural não apresentam variação nos conteúdos de matéria orgânica no tempo (Buso & Kliemann, 2003). As possíveis perdas que esse COS poderia

sofrer estaria relacionado com as taxas de adição efetiva e as de perda, que são dependentes dos fatores de formação dos solos (Jenny, 1941, Anjos et al., 1999). A perda de carbono orgânico do solo (COS) corresponde a soma das perdas por oxidação, erosão e lixiviação. As perdas por lixiviação, na maioria dos casos, podem ser consideradas desprezíveis (Dalal & Mayer, 1986), principalmente em áreas de floresta. As perdas por erosão dependem do relevo do solo, da cobertura da superfície e do tipo de utilização do solo e fim por oxidação, que são as mais importantes. Essas perdas decorrem do tipo de manejo a que é submetido o solo.

Assim, através da Tabela 4 é possível inferir uma “classificação orgânica” do COS em solos de floresta primária na Amazônia, estabelecendo-se o seguinte comportamento: nos solos argilosos a muito argilosos (Latosolo), o COS se apresenta distribuído em 3 camadas de carbono que diferenciam-se significativamente em profundidade ( $F=228,561$ ;  $p<0,0001$ ) sendo de: superficial (0-10 cm), intermediária de (10-38) e subsuperficial de (38-200cm). Nos solos de textura média a argilosa temos diferença significativa ( $F=334,385$ ;  $p<0,0001$ ) do COS, encontrando-se também distribuído em 3 camadas: superficial (0-14cm), intermediária de (14-38) e subsuperficial de (38-200 cm). Nos solos arenosos, o COS, diferencia-se significativamente ( $F=668,914$ ;  $p<0,001$ ) no perfil de solo, encontrando-se duas camadas: superficial (0-25cm) e subsuperficial (25-120cm)

Os maiores teores de carbono nas primeiras camadas do solo da floresta primária, até 10 cm, decrescendo com a profundidade (Figura 9), representam um comportamento esperado, já que os horizontes superficiais sofrem maior interferência da matéria orgânica depositada pela floresta, principalmente, pela deposição de resíduo orgânico, promovendo processos mais intensos na ciclagem de nutrientes (Vital et al., 2004).

As concentrações de nitrogênio seguiram a mesma tendência do COS ao longo do tempo (Figura 10), originando as mesmas camadas orgânicas, sendo agora intituladas camadas nitrogênicas. As concentrações de nitrogênio do solo foram altas nas primeiras camadas do solo, decrescendo em profundidade, como já é característicos em solos

amazônicos (Chauvel et al., 1987). Os teores de nitrogênio foram de 0,02% a 0,21% no Latossolo, de 0,01% a 0,16% no Argissolo e de 0,02% a 0,25% no Espodossolo. Os altos teores de nitrogênio nas camadas superficiais estão associados a atividade biológica e alta intensidade de mineralização (Luizão et al., 2004). A concentração de nitrogênio total também está correlacionada com os atributos do solo assim como o carbono, com valores significativamente maiores nos solos arenosos, na superfície, quando comparados aos solos argilosos (Figura 10). Os teores de nitrogênio no solo decrescem com aumento da profundidade e, em geral, a variação do N acompanha as variações de C no solo.

Os valores da relação C/N são apresentadas na Figura 11. Nos Latossolos, a relação C/N variou de 12,77 a 13,72, nas camadas superficiais, estando próximo dos valores esperados para este tipo de solo, com valores que variaram entre 11,7 a 14,6 na superfície do solo (Neu, 2004). Em profundidade ocorreu um pequeno decréscimo com valores entre 12,77 a 13,23. Resultados próximos foram observados por Telles (2003) e Neu (2004). A relação C/N nos Latossolos indica atividade biológica intensa, com maior grau de humificação e estabilidade da matéria orgânica nos mesmos.

Ainda na Figura 11, observa-se a relação CN no Argissolo, onde os valores variaram de 13,69 a 14,13 (superfície) e em profundidade apresentando variação de 12,88 a 21,52. O aumento da relação CN em profundidade é explicada em virtude da diminuição acentuada dos teores de N, bem como a redução nos teores de carbono do solo. No Espodossolo, a relação C/N esteve compreendida entre 12,19 a 17,19.

### **Relação entre o carbono orgânico do solo (COS) e atributos físicos do solo sob Floresta Primária na Amazônia Central**

As Figuras 12 e 13 apresentam a relação entre o carbono orgânico do solo, teor de argila e porosidade do solo. Para a elaboração das Figuras 12 e 13 foram utilizados todos os pontos amostrais durante três anos de coleta de solos, independente da profundidade amostrada.

O COS e o teor de argila apresentaram relação direta sendo que houve correlação negativa com o teor de argila ( $r=-0,87$ ;  $p<0,001$ ;  $F=277,44$ ) e  $r=-0,81$ ;  $p<0,001$ ;  $F=141,91$ ), Latossolo (platô) (Figura 12A) e Argissolo (encosta) (Figura 12B), respectivamente e correlação positiva ( $r=0,45$ ) no Espodossolo (baixio) (Figura 12C). Esses resultados são coincidentes com outros estudos realizados em área de floresta (Christensen, 1992; Telles et al., 2003; Melo, 2004; Neu, 2005). Com o aumento da profundidade, há um aumento no teor de argila e diminuição de carbono orgânico, sendo que o carbono existente está retido na fração argila. Em contrapartida, nos solos do baixio, os aumentos no teor de argila, embora modestos, fixam o carbono, evitando que seja lixiviado para o horizonte espódico.

Foi encontrada uma relação direta entre as variáveis COS, densidade e porosidade total. O aumento da densidade em profundidade originou decréscimo no teor de carbono nas três classes de solos, sendo no Latossolo ( $r= -0,77$ ;  $p<0,0001$ ;  $F=126,80$ ) (platô) (Figura 12D) e Espodossolo ( $r= -0,80$ ;  $p < 0,0001$ ;  $F =132,81$ ) (baixio) (Figura 12F) essa tendência foi menos expressiva no Argissolo ( $r= -0,13$ ;  $p<0,05$ ;  $F=1,37$ ) (encosta) (Figura 12E). Hairiah et al. (2002) estudando sistemas de uso da terra encontraram alta densidade do solo em sistemas com baixos estoques de carbono e menores densidades onde a entrada de carbono foram mais alto. Murty et al. (2002) ressaltam que conversão de floresta para área cultivada geralmente conduzem a perdas do carbono do solo, embora a magnitude das mudanças dependam das alterações na densidade do solo.

Da mesma forma, o COS se relacionou positivamente com a porosidade do solo (Figuras 12 G, H e I), no platô ( $r=0,22$ ;  $F = 4,62$ ;  $p <0,05$ ) e baixio ( $r =0,87$ ,  $F = 225,90$ ;  $p < 0,0001$ ), onde aumento do COS coincide com aumentos na porosidade total do solo.

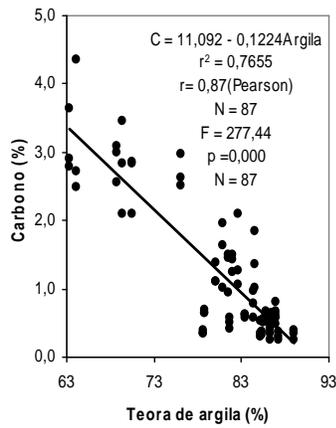
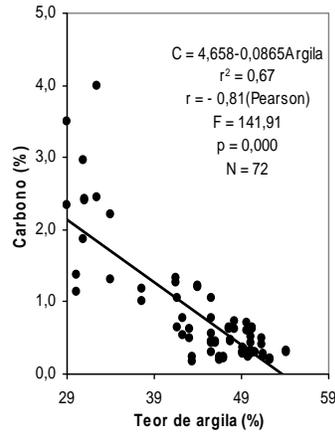
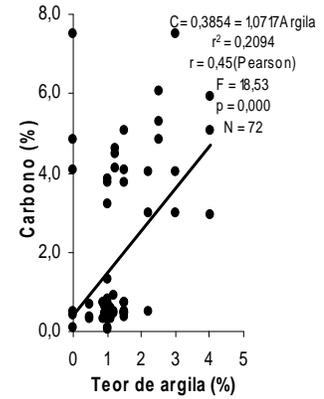
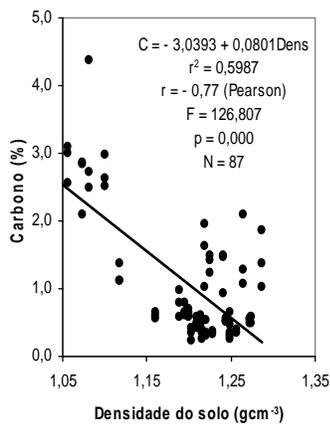
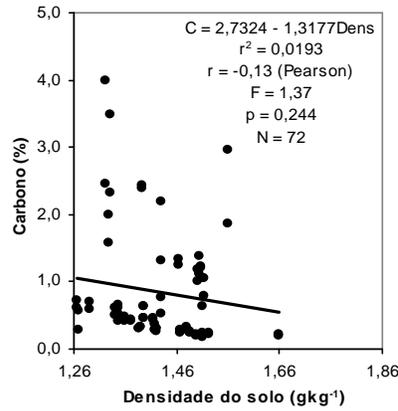
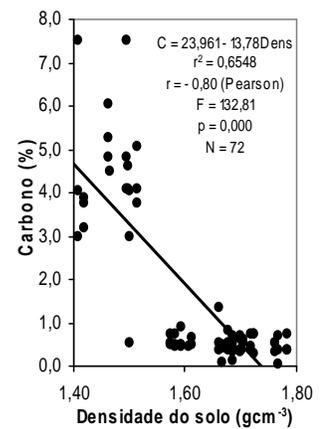
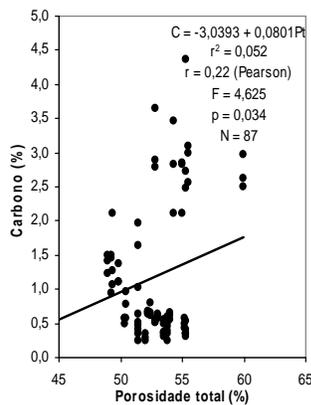
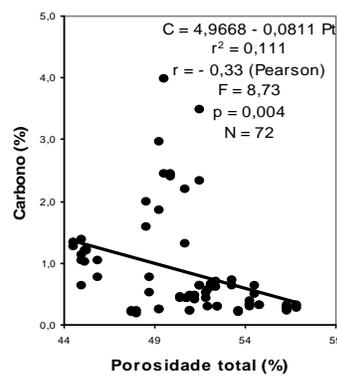
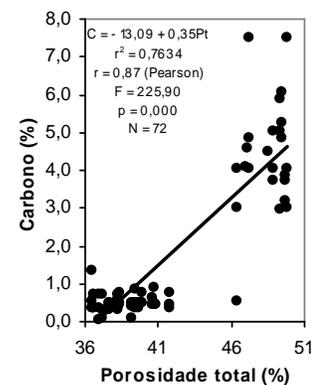
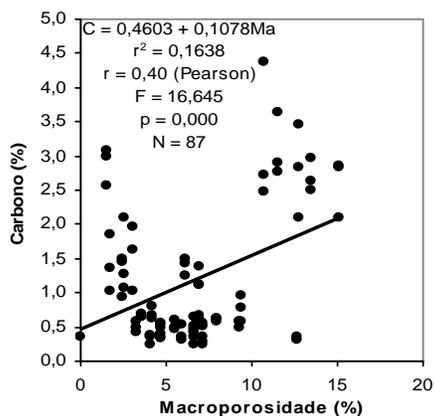
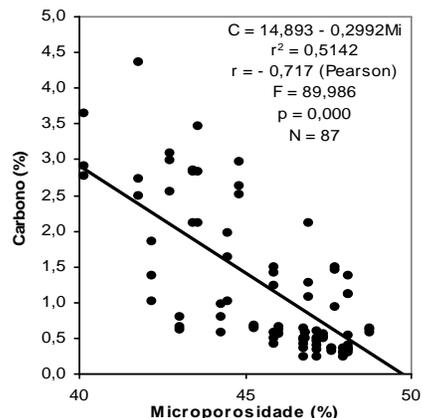
**A Latossolo****B Argissolo****C Espodossolo****D Latossolo****E Argissolo****F Espodossolo****G Latossolo****H Argissolo****I Espodossolo**

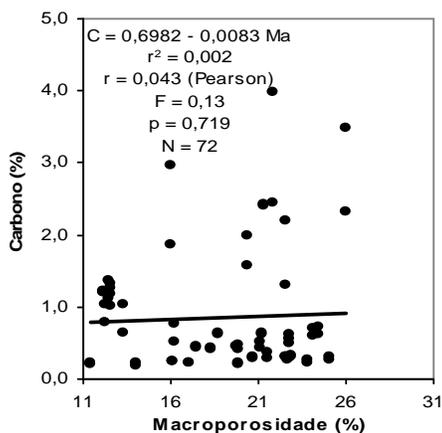
Figura 12. Relação entre Carbono Orgânico do Solo (COS) e atributos físicos do solo: A, B e C (textura); D, E e F (densidade); G, H e I (porosidade total) em Latossolo, Argissolo e Espodossolo, respectivamente.



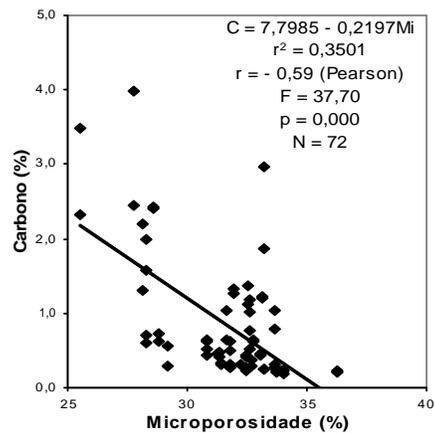
**A** Latossolo



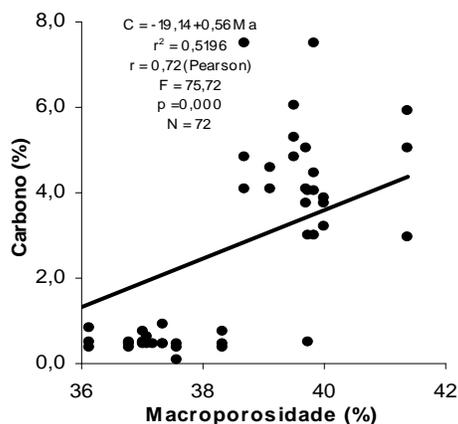
**B** Latossolo



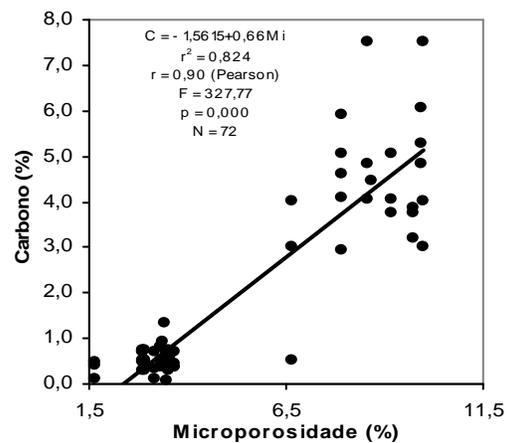
**C** Argissolo



**D** Argissolo



**E** Espodossolo



**F** Espodossolo

Figura 13. Relação entre Carbono Orgânico do Solo (COS) e atributos físicos do solo: A, C e E (Macroporosidade) e B, D e F (Microporosidade) em Latossolo, Argissolo e Espodossolo, respectivamente.

Esperava-se que a mesma relação fosse encontrada na encosta, entretanto isso não foi observada. Uma provável explicação para essa tendência está relacionado ao fato de que a localização desse solo na paisagem (encosta) faça com que haja uma movimentação contínua de partículas, principalmente, na superfície

Nas Figuras 13A a F, observa-se a relação positiva do COS com a macroporosidade do solo no platô e baixio ( $r=0,40$ ;  $F=16,64$ ;  $p<0,0001$  - Figura 13A e  $r=0,72$ ;  $F=75,70$ ;  $p<0,0001$  - Figura 13E), sendo que solos com maior quantidade de macroporos armazenam mais carbono e uma relação negativa do COS com a microporosidade no platô e encosta ( $r=-0,71$ ;  $F=89,98$ ;  $p<0,0001$  - Figura 13B e  $r=-0,59$ ;  $F=37,70$ ;  $p<0,0001$  - Figura 13D), demonstrando que os microporos não armazenam carbono.

Esses resultados permitem inferir que a alteração dos atributos físicos dos solos amazônicos como densidade e porosidade (macro e microporos), relacionados diretamente a estrutura do solo, podem conduzir à redução dos estoques de carbono no solo. As correlações encontradas estão de acordo com outras pesquisas recentes realizadas (Marques et al. 2008; Silva et al., 2006) que estudando variações de propriedades hidráulicas em solos amazônicos, associaram esse comportamento à ação das raízes finas em camadas superficiais em solos de floresta no Baixo Amazonas, bem como a influência dos conteúdos orgânicos na estrutura e agregação do solo, principalmente, na superfície desses solos.

A estrutura do solo, embora não seja um fator nutricional para o crescimento das plantas, exerce influência direta sobre a movimentação de água e é um dos atributos mais importantes para a adaptação das espécies, transferência de calor, aeração, densidade do solo e porosidade (Letey, 1985), podendo ser avaliada através da densidade do solo, macro e microporosidade, estabilidade de agregados, resistência à penetração e permeabilidade, entre outros. Já o teor de COS tem sido um eficiente indicador, entre outras razões, porque a diminuição no teor de CO pode estar diretamente relacionada à redução da estabilidade de agregados (Tisdall & Oades, 1982; Pojasok & Kay, 1990; Pinheiro *et al.*, 2004).

As relações encontradas (Figuras 12 e 13) são influenciadas pela estruturação do solo, principalmente nas camadas superficiais, promovida pela ação da macrofauna originando estruturas biogênicas que modificam as propriedades físicas dos solos (Lavelle et al., 1997), formando agregados estáveis que podem proteger a matéria orgânica (Decaens et al., 2003).

Como já observado na relação COS x porosidade total (Figura 12H), o COS depositado no solo da encosta não teve alta relação com a macroporosidade ( $F=0,13$ ;  $p=0,71$ ) (Figura 13C), correlacionando-se fracamente ( $r=0,04$ ). A sensibilidade do carbono armazenado nesse solo esteve mais relacionado com a textura e microporos (Figuras 12B e 12D). Talvez a inclinação do solo não permita que a estruturação da superfície do solo interfira no COS. Além disso, a espessura da camada orgânica nessa encosta não é tão espessa. Apesar dos solos do baixio apresentarem relação positiva entre COS com macroporos e microporos (Figura 13E e F), ressalta-se que o termo porosidade nesses solos está diretamente relacionado ao atrito de cada grão de areia. A relação direta do COS com o microporos nessa classe de solo pode ser explicada pela retenção do Corg. nesses poros, em profundidade, enquanto que os macroporos acumulam carbono associado as raízes e liteira na superfície.

A projeção de prováveis impactos da conversão de ecossistemas naturais é a redução da entrada de COS em torno de 50-70% no prazo de 20-50 anos (Lal, 2008), devido à redução da proteção efetiva dos agregados sobre a MOS (matéria orgânica do solo) e a redução da ação da biomassa de decompositores, extinguindo-se a relação do COS com os macroporos, principalmente, na superfície (Tarrá, 2003)

Os resultados demonstram que os macroporos auxiliam no movimento do carbono (Figuras 13A a F), estando facilmente disponível. Já os microporos, em profundidade, retêm COS devido ao seu diâmetro e associação com superfície da argila. Genericamente, três mecanismos são responsáveis pela estabilização da MOS (Sollins et al., 1996), sendo: recalitrância inerente de moléculas orgânicas específicas de encontro à degradação por

microorganismo e enzimas; estabilização entre as varias interações de moléculas orgânicas (condensação e sorção) conduzindo ao decréscimo na disponibilidade de substrato orgânico e na proteção física de substrato orgânico, evitando o acesso da MOS pelos decompositores, causando a oclusão do substrato dentro dos agregados (Ekschmitt et al., 2005).

O presente estudo demonstrou resultados mais expressivos quanto a proteção da MOS exercido pelos poros do solo (Figuras 13 A e F), associado a variações na densidade do solo (Figuras 12 D, E e F), sendo que aumentos nessa propriedade do solo conduzem a diminuição no conteúdo de COS.

### **Mineralogia da fração argila**

A análise mineralógica da fração argila ao longo do gradiente topográfico são apresentadas na Tabela 5, visualizando-se a quantificação dos minerais identificados na fração argila ao longo dos horizontes pedológicos em cada posição topográfica. A análise mineralógica da fração argila indicou a caulinita como argilomineral predominante, seguido pelos minerais gibbsita, goethita, anatásio e quartzo, não tendo variações ao longo da paisagem, já que as áreas de topo e vertente têm boa permeabilidade (Tabela 1), podendo ser uma característica para a presença desses minerais. Na área do platô há predominância do mineral de argila caulinita. Considerando o pico do mineral de argila predominante, aumentando em profundidade variando de 550 g kg<sup>-1</sup> (horizonte Ap) a 920 g kg<sup>-1</sup> (horizonte Bw3) (Tabela 5). Esses resultados demonstram que nos solos do platô da Floresta Primária há o predomínio de 55% a 92% de caulinita como mineral de argila desses solos. Nos solos da encosta há também o predomínio de caulinita, em menor proporção quando comparado com o platô, com valores entre 150 g kg<sup>-1</sup> a 940 g kg<sup>-1</sup> com variações entre os horizontes.

A natureza caulinitica destes solos já era esperada devido a essa formação de solos pertencer a Formação Alter do Chão, apresentando uma litologia sedimentar terciária, evidenciando Latossolo Amarelo (Ranzani, 1980) onde se instalou a floresta densa. Lucas et al. (1993) atribui o predomínio da caulinita sobre gibbsita em solos da Amazônia a intensa reciclagem de silício pela vegetação florestal, favorecendo a estabilidade da caulinita, mesmo em ambiente altamente intemperizado. A mineralogia dos três solos é bastante semelhante, e praticamente não sofre alterações entre os perfis. Esta composição mineralógica e a evolução geoquímica por ela demonstrada, deve-se em parte, ao próprio material de origem, que é um sedimento essencialmente constituído de quartzo. A composição mineralógica das frações grosseiras (baixio), caracterizado por solos da classe dos Espodosolos é amplamente dominada por quartzo, variando de 32 a 100 g kg<sup>-1</sup>, apresentando na superfície um teor de caulinita de 670 g kg<sup>-1</sup>.

Tanto nos solos do platô como da encosta, a goethita é o óxido de ferro predominante, tanto nos horizontes superficiais como nos horizontes subsuperficiais. A associação quartzo-caulinita-goethita é, segundo Tardy & Nahon (1985), a paragênese mineralógica típica em solos amarelos ou vermelhos, submetidos permanentemente a condições tropicais úmidas.

Tabela 5. Teores dos minerais (g kg<sup>-1</sup>) existentes na fração argila nos horizontes dos solos do platô, encosta e baixio.

Posição	Solo	Hor.	Caulinita	Gibbsita	Goethita	Anátasio	Quartzo
<b>PLATÔ</b>		0-10	550	-	-	40	420
		10-45	780	-	-	50	170
		45-82	900			4	60
		82-108	920	-	-	30	50
		108-200	920	-	-	30	50
<b>ENCOSTA</b>		0-14	150	-	-	10	610
		14-38	350	-	-	10	390
		38-59	620	-	-	10	400
		59-84	940	-	-	10	240
		84-138	740	-	-	10	470
		138-200	680	-	-	10	590
<b>BAIXIO</b>		0-25	670	-	-	10	320
		25-59	-	-	-	-	100
		59-120	-	-	-	-	100

(-) o pico principal do mineral não foi identificado

### **Carbono orgânico do solo x mineralogia**

As Figuras 14 a 15 demonstram a relação existente entre carbono orgânico e mineralogia da fração argila. Observa-se que há correlação negativa existente entre carbono e caulinita nos solos argilosos ( $r = - 0,99$  e  $r = - 0,87$ ) (Figura 14 A e B), bem como a interferência direta do quartzo na permanência do carbono no solo (Figura 15). Aumentos nos teores de caulinita e quartzo com o aumento da profundidade diminuem significativamente os teores de carbono no solo. A retenção de carbono orgânico do solo (COS) é função do clima, vegetação drenagem e interações entre o manejo, aliado a fatores intrínsecos do solo como textura, mineralogia e estrutura (Zinn et al., 2007). Assim, o COS é mais estabilizado pela sorção ou adsorção da argila, ou seja, pela atividade das argilas (resultante da área da superfície).

A caulinita é de atividade baixa, retendo no sentido da superfície até 2 m de profundidade teores de carbono na ordem de 2,97% a 0,34% no platô (Figura 14A), de 2,31% a 0,21% na encosta e de 4,37% a 0,52% no baixio. O controle mineralógico da relação carbono x argilominerais ainda é pouco compreendido, entretanto, solos como argila de atividade alta não retêm mais COS do que aqueles ricos em argila de atividade baixa (Krull & Skjemstad, 2003; Wattel - Koekkoek & Buurman, 2004).

Como já discutido, o teor de argila influencia diretamente o teor de COS na superfície e subsuperfície. Aumentando a profundidade, há aumento no teor de argila e diminuição no teor de carbono orgânico, devido a reduzida influencia dos resíduos orgânicos nessa profundidade, sendo que o carbono ainda existente encontra-se retido na fração argila. A relação direta entre concentrações de COS e frações finas do solo (argila+silte) foi relatada em solos cauliniticos nos trópicos (Feller & Beare, 1997), evidenciando-se nas Figuras 14 A e B.

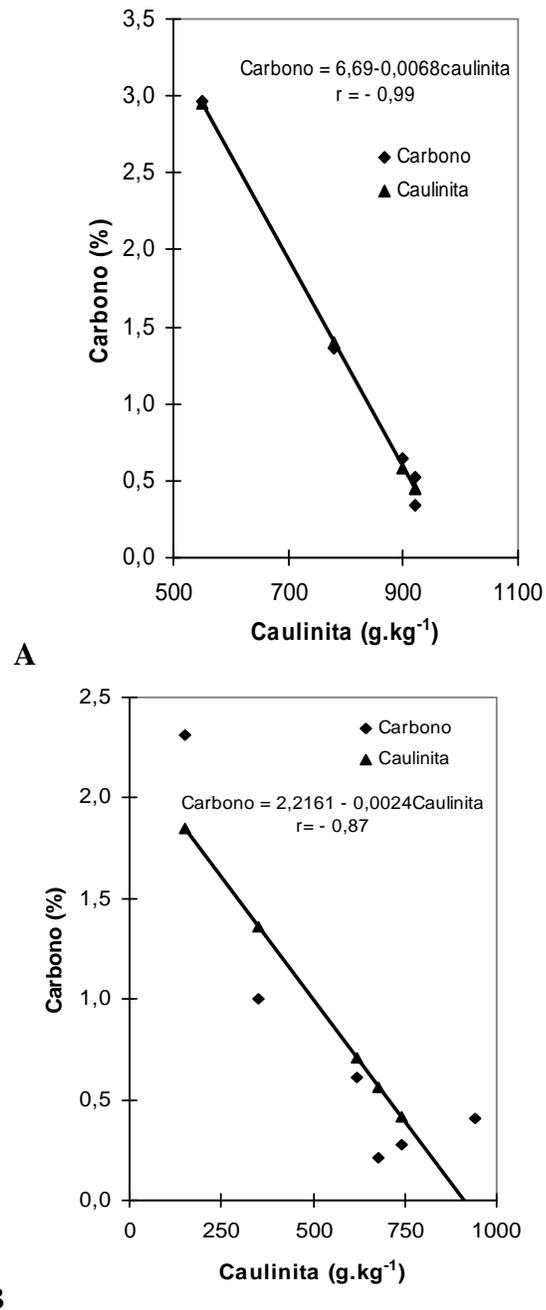


Figura 14. Relação entre carbono orgânico e teor de caulinita nos horizontes de solos muito argilosos e argilosos: Latossoilo Amarelo distrófico (A) e Argissolo Vermelho amarelo distrófico (B).

Em solos arenosos como espodossolos (Figura 15), com textura grosseira, a argila se relaciona negativamente com o COS, acumulando altos estoques de carbono (Vejre et al., 2003). A retenção do COS em solos cauliniticos como as classes estudadas neste trabalho é influenciada pelo conteúdo de óxidos de Fe e Al, hidróxidos e oxihidróxidos na fração argila como demonstrando em estudos utilizando óxidos sintéticos (Kaiser & Zech, 1997). Estudos demonstram que as concentrações de COS podem ser melhor correlacionadas com conteúdos de óxidos de Fe e Al do que com outros minerais de argila como a caulinita (Zinn et al., 2007).

Ferreira et al. (1999) estudando Latossolos cauliniticos e gibsiticos constatou influencia positiva da caulinita sobre a densidade do solo e negativa da caulinita sobre o diâmetro médio geométrico dos agregados. O mesmo autor destaca que os Latossolos cauliniticos apresentam maior densidade do solo, menor estabilidade de agregados e menor permeabilidade. Dessa forma, percebe-se que os resultados obtidos estão de acordo com os encontrados por Ferreira et al. (1999). A caulinita aumenta em profundidade, reduzindo o carbono orgânico disponível.

O COS em solos arenosos decresce com a profundidade, onde as entradas de carbono são menores e a importância do conteúdo de argila aumenta (Bird et al., 2003). Através da Figura 15 é possível observar a diminuição do teor de argila em profundidade (Figura 12C, Tabela 2) aumenta o quartzo, reduzindo o poder de retenção do COS, fazendo com que o carbono seja facilmente lixiviado.

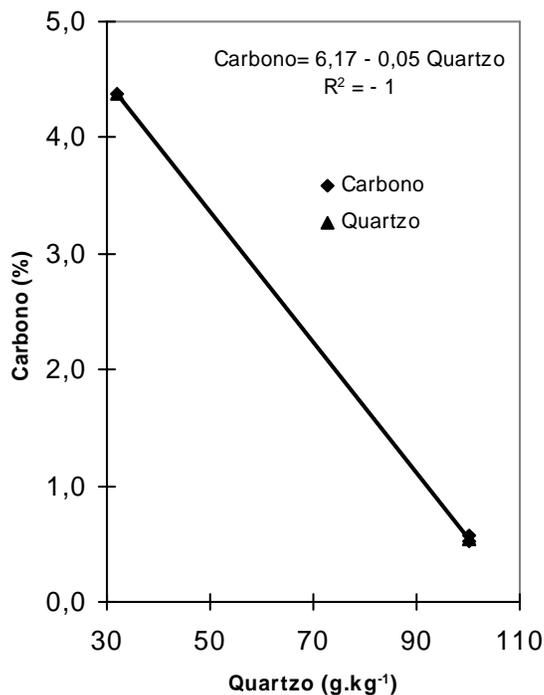


Figura 15. Relação entre carbono orgânico e teor de quartzo nos horizontes de solos arenosos: Espodossolo Cárbico Hidromórfico típico

### Estoques de carbono no solo (ECOS) no gradiente topográfico

Os estoques de carbono nos solos ( $\text{kg m}^{-2}$ ) ao longo do gradiente topográfico são observados nas Figuras 16 a 18. No geral, os estoques não sofreram alteração ao longo dos três anos estudados (Figuras 16, 17 e 18) devido à estabilidade do carbono orgânico do solo (Tabela 4) e densidade do solo (Figura 12A). Entretanto, os estoques de carbono no solo podem variar com o uso intensivo do solo aliado a sua mineralogia e topografia (Post & Kwon, 2000; Powers & Veldkamp, 2005), sendo, no entanto, necessário mais estudos regionais sobre estoques de carbono, em diferentes sistemas de uso da terra.

Os valores dos estoques ao longo dos quatro anos estudados (Figuras 16, 17 e 18) estiveram distribuídos entre: 8,0 - 9,7  $\text{kg m}^{-2}$  (0-40 cm), 12,6 - 14,3  $\text{kg m}^{-2}$  (0-100 cm), 16,7 - 18,1  $\text{kg m}^{-2}$  (0-200 cm) (Figura 16A); 9,9 - 11,0  $\text{kg m}^{-2}$  (40-100 cm), 3,6 - 4,6  $\text{kg m}^{-2}$

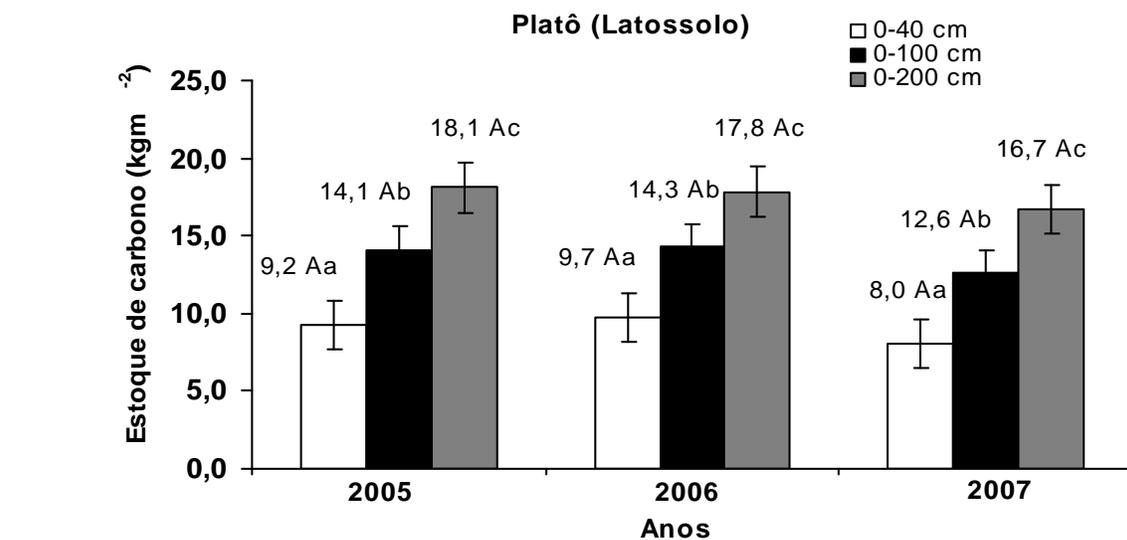
<sup>2</sup> (100 - 200 cm) (Figura 16B) – Latossolo; 7,8 a 8,9 kg m<sup>-2</sup> (0-40 cm), 10,9 a 12,4 kg m<sup>-2</sup> (0-100cm), 14,7 a 17,0 kg m<sup>-2</sup> (0 - 200 cm) (Figura 17A), 3,1 a 3,5 kg m<sup>-2</sup>, (40 -100 cm), 3,8 a 4,6 kgm<sup>-2</sup> (100-200) (Figura 17B) – Argissolo e 14,9 a 16,7 kgm<sup>-2</sup> (0 - 25 cm), 22,6 a 26,5 kg m<sup>-2</sup> (0 -120 cm) (Figura 18A), 6,3 a 9,7 kg m<sup>-2</sup> (25 -120 cm) (Figura 18B) – Baixio.

Apesar do COS decrescer com a profundidade, os estoques não seguiram essa tendência, em função ao aumento da densidade do solo com a profundidade e da espessura dos horizontes dos solos. As estimativas de estoques de carbono em solos da Amazônia tem apresentando resultados variados, entretanto, os encontrados são próximos aos observados em alguns estudos para solos da Amazônia, (Batjes & Dijkshoorn, 1999; Bernoux, 1998; Moraes, 1995; Neil et al., 1997; Sommer et al., 2000; Trumbore et al., 1990), equivalentes aos de outros solos sob floresta em regiões tropicais (Clark, 2000; 2002; Veldkamp et al., 2003), acima (Cerri et al., 2004; Bernoux et al., 2002; Melo, 2003; Neil et al., 1996, Salimon, 2007) e abaixo (Potter et al., 1998; Radambrasil, 1981) de outros trabalhos realizados em outras áreas da Amazônia.

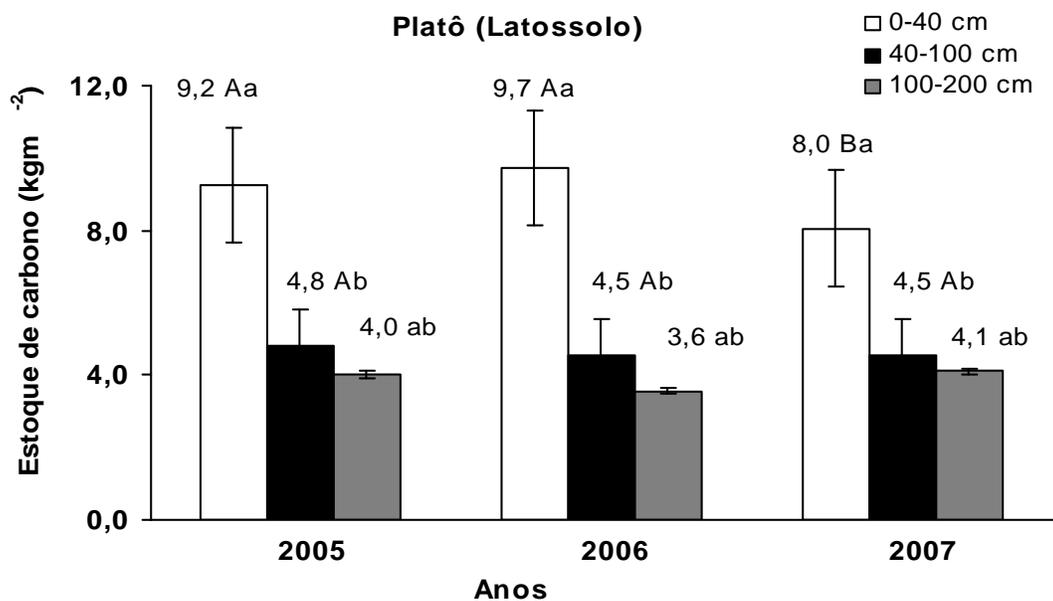
Uma revisão subsequente de estoques do carbono nos primeiros 2 m conduziu a uma estimativa de 616-640 Gt C para solos tropicais (Batjes, 1999) e mais recente uma revisão estima o estoque do carbono abaixo da profundidade de 3 m nos solos dos tropicais em 1037 Gt C (Jobbagy & Jackson, 2000). Concluíram ainda que os biomas com maior estoque de C na profundidade de 1 a 3 m eram florestas tropicais, pastagens e savanas tropicais. As diferenças entre os resultados aqui apresentados e outros dados publicados estão relacionadas à escala de amostragem, ordem de grandeza, número de amostras coletadas, profundidades coletadas, espessura do horizonte do solo identificado, densidade do solo (estimada ou determinada), ano de coleta, classe de solo, tipo de vegetação sobre o solo e posição topográfica no relevo, escala de abordagem e atributos físicos dos solos (textura, porosidade, macroporosidade, microporosidade).

As maiores variações nos estoques ao longo dos anos (Figuras 16 e 17) estão restritas as camadas superficiais, principalmente, no Argissolo (vertente), talvez em função

dos fatores já salientados no item 6.2 que são dinâmica da liteira em função da inclinação do solo e no Espodossolo (baixo), em profundidade, devido a influencia do lençol freático e lixiviação do material orgânico no perfil.



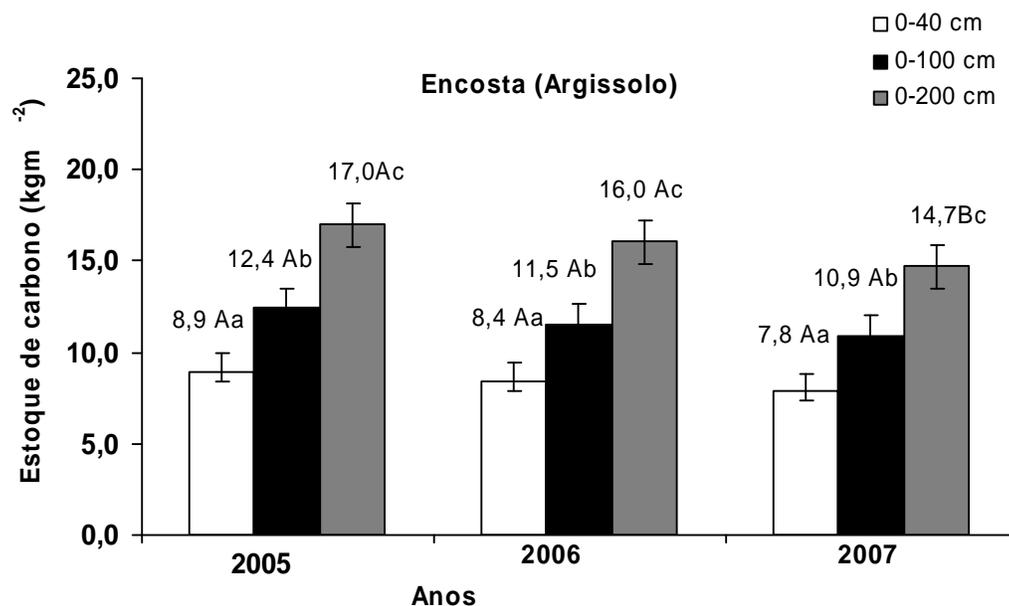
A



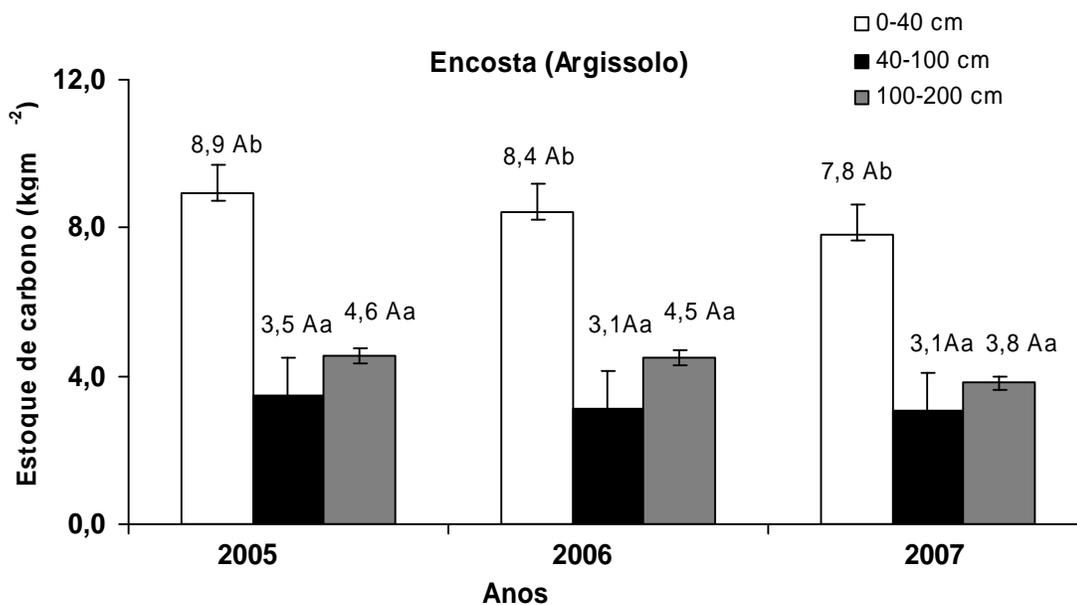
B

Figura 16. Somatório do estoque de carbono no platô, ao longo dos anos, em camadas (A), em intervalos de camadas (B) em Bacia Hidrográfica sob floresta primária (ZF2/Cuieiras).

A letra maiúscula compara as camadas entre si ao longo dos anos, e a letra minúscula compara as camadas entre si no mesmo ano ( $p < 0,05$ ; Tukey HSD a 5%).



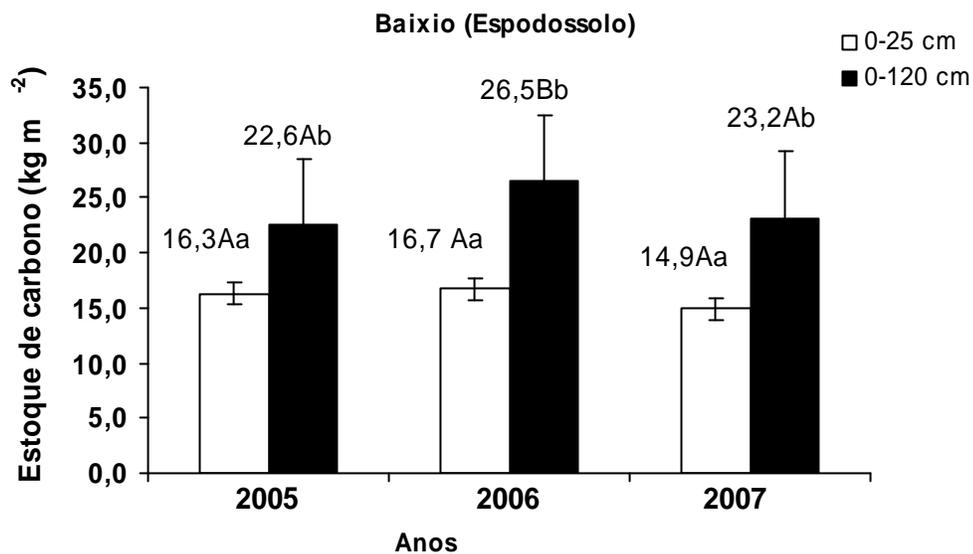
A



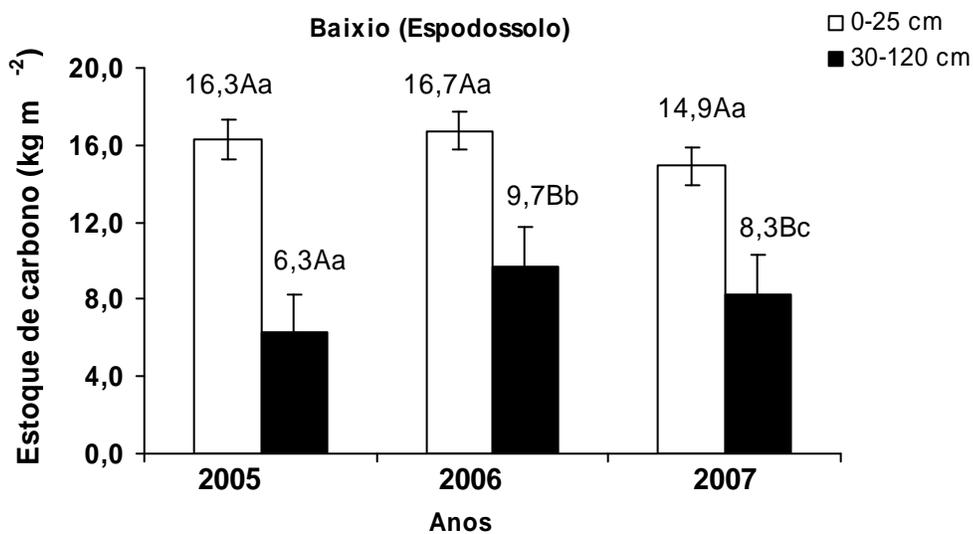
B

Figura 17. Somatório do estoque de carbono na encosta, ao longo dos anos, em camadas (A), em intervalos de camadas (B) em Bacia Hidrográfica sob floresta primária (ZF2/Cuieiras).

A letra maiúscula compara as camadas entre si ao longo dos anos, e a letras minúscula compara as camadas entre si no mesmo ano ( $p < 0,05$ ; Tukey HSD a 5%).



A



B

Figura 18. Somatório do estoque de carbono no baixio, ao longo dos anos, em camadas (A), em intervalos de camadas (B) em Bacia Hidrográfica sob floresta primária (ZF2/Cuieiras).

A letra maiúscula compara as camadas entre si ao longo dos anos, e a letra minúscula compara as camadas entre si no mesmo ano ( $p < 0,05$ ; Tukey HSD a 5%).

A Tabela 6 apresenta os valores médios dos primeiros 3 anos avaliados quanto aos estoques de carbono ao longo do gradiente topográfico. Os estoques médios, na camada de 0 - 40 cm:  $90 \pm 8 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C (Latossolo);  $84 \pm 5 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C (Argissolo);  $160 \pm 11 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C (Espodossolo); de 0 - 100 cm:  $136,5 \pm 8,5 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C (Latossolo);  $116 \pm 7 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C (Argissolo);  $241 \pm 24 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C (Espodossolo, 0-120 cm); de 0-200 cm:  $175,5 \pm 7 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C (Latossolo),  $159 \pm 10,5 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C (Argissolo).

Tabela 6. Valores médios dos estoques de carbono ( $\text{Mg ha}^{-1}$  de C) em camadas para as classes de solos avaliadas em Floresta Primária (ZF2/Cuieiras) considerando os anos amostrados (N=3).

<b>Profundidade (cm)</b>	<b>Latossolo (Platô)</b>	<b>Argissolo (Encosta)</b>	<b>Espodossolo (Baixo)</b>
0 – 40	$90 \pm 8$ Aa	$84 \pm 5$ Aa	$160 \pm 11^*$ Ba
0 – 100	$136,5 \pm 8,5$ Ab	$116 \pm 7$ Bb	$241 \pm 24^{**}$ Cb
0 – 200	$175,5 \pm 7$ Ac	$159 \pm 10,5$ Bc	Não coletado***

A letra maiúscula, na linha, compara as camadas entre as classes de solos, a minúscula, na coluna, compara as camadas entre si dentro do solo ( $p < 0,05$ ; Tukey HSD). \* representa precisamente a camada de 0-25 cm; \*\* corresponde a camada de 0-120 cm; \*\*\* devido a presença do horizonte espódico.

O solo localizado no platô (Latossolo) estoca mais carbono (0-200 cm) quando comparado com o solo da encosta (Argissolo). Os estoques de carbono não diferem significativamente nas camadas superficiais ( $p > 0,05$ ; Tukey HSD); entretanto, em profundidade, devido ao aumento da densidade do solo e à espessura do horizonte pedológico, os estoques aumentam gradativamente, diferindo-os entre si ( $p < 0,05$ ; Tukey HSD) (Tabela 6). O Espodossolo devido à maior densidade da areia e maior deposição de material orgânico na superfície, difere significativamente dos outros dois solos mais argilosos. Alguns estudos já relataram essa tendência salientando que o carbono total armazenado abaixo de 1 m pode realmente ser mais elevado do que o estoque do carbono acima de 1m (Nepstad et al., 1994; Trumbore, et al., 1995). Uma consciência crescente da importância do carbono profundo do solo é refletida nas estimativas globais crescentes de estoques do carbono do solo (Veldkamp et al., 2003).

Na Tabela 7 é possível identificar a contribuição de cada camada para o estoque total de carbono no intervalo de 0-200 cm. Não foram observadas diferenças significativas ( $p > 0,05$ ; Tukey HSD) entre os solos mais argilosos quanto à contribuição das camadas de 0-40 e 100-200 cm no somatório do estoque total da camada de 0-200 cm. A camada de 0-40 cm, onde se observou diferença, contribuiu com aproximadamente 51%, 52% e 66% do total do carbono contido no Latossolo, Argissolo e Espodossolo, respectivamente, diferenciando-se das demais camadas. Entretanto, observa-se que, em profundidade, o somatório dos estoques contidos de 40-200 cm de profundidade (Tabela 7) é grande: 85 Mg ha<sup>-1</sup> de C, 75 Mg ha<sup>-1</sup> de C, 81 Mg ha<sup>-1</sup> de C, no Latossolo, Argissolo e Espodossolo, respectivamente.

Tabela 7. Valores médios dos estoques de carbono (Mg ha<sup>-1</sup> de C) em intervalos de camadas para as classes de solos avaliadas em Floresta Primária (ZF2/Cuieiras) considerando os anos amostrados (N=3)

<b>Profundidade (cm)</b>	<b>Latossolo (Platô)</b>	<b>Argissolo (Encosta)</b>	<b>Espodossolo (Baixo)</b>
0 – 40	90 ± 8 Aa	84 ± 5 Aa	160 ± 11* Ba
40 – 100	46 ± 1,6 Ab	32 ± 2,5 Bb	81 ± 20** Cb
100 – 200	39 ± 2,6 Ab	43 ± 5 Ab	Não coletado***

A letra maiúscula, na linha, compara as camadas entre as classes de solos, e a minúscula, na coluna, compara as camadas entre si dentro do solo ( $p < 0,05$ ; Tukey HSD). \* representa precisamente a camada de 0-25 cm; \*\* corresponde a camada de 0-120 cm; \*\*\* devido a presença do horizonte espódico.

Nepstad et al (1994) foram os primeiros a salientar a importância do carbono em profundidade no solo em solos de florestas tropicais, em estudos realizados no Pará, demonstraram que o solo da floresta abaixo da profundidade de 1 m em seu local conteve mais carbono do que a biomassa na superfície. O autor atribuiu esse comportamento à espessura dos horizontes subsuperficiais e à atividade de raízes. Essas raízes profundas, que são necessárias para manter a floresta e a evapotranspiração durante os períodos secos que podem durar até 5 meses. Joggágy & Jackson (2000) também atribuíram a alocação de carbono em profundidade devido à atividade e distribuição das raízes em profundidade.

As Figuras 19 A, B e C apresentam a participação de cada horizonte do solo no estoque de carbono (Tabela 6 e 7), sendo possível constatar que o horizonte pedológico compreendido entre 10-45 cm, no Latossolo (Platô) (Figura 19A), é responsável por 34% do carbono contido na camada de 0-40 cm (Tabela 6). O horizonte subsuperficial 108-200 cm contribui com 22%. No Argissolo (encosta) o horizonte compreendido de 0-14 contribui com 29% do estoque de carbono contido neste solo, bem como o somatório dos estoques dos horizontes subsuperficiais 84-138 cm e 138-200 cm é de 27%. No Espodosolo se sobressaem os horizontes de 0-25 cm e 59-120 cm, fornecendo 66% e 22% do estoque do carbono contido no perfil do solo.

Os valores obtidos nos solos estudados são aceitáveis quando comparados com dados fornecidos para a Amazônia Legal (85 - 95 Mg ha<sup>-1</sup> de C) e Região Amazônica (85 - 102 Mg ha<sup>-1</sup> de C), na profundidade de 0-100 cm (Batjes & Dijkshoorn, 1999; Bohn, 1976; Moraes et al., 1995), em função do ano de coleta desses dados. As Tabelas 6 e 7 demonstram a capacidade dos solos muito argilosos da Amazônia funcionarem como um grande sumidouro de carbono em potencial.

Dessa forma, observa-se a importância da manutenção das florestas para o balanço do carbono no ecossistema terrestre, funcionando como um sumidouro de carbono em potencial. A precaução em reduzir as explorações de áreas de floresta tropicais reside no fato da possibilidade de redução do carbono global em função das prováveis mudanças climáticas tem sido ressaltada por inúmeros estudos (Kirschbaum, 1999; Jones et al., 2005). Esses resultados confirmam os relatados por Fearnside (2006) que previu que a morte da floresta amazônica contribuiria para uma retroalimentação significativa, intensificando o efeito estufa, tanto pela liberação de carbono da biomassa da floresta (Huntingford et al., 2004) como pela liberação de carbono do solo (Huntingford et al., 2004; Jones et al., 2005 apud Fearnside, 2008).

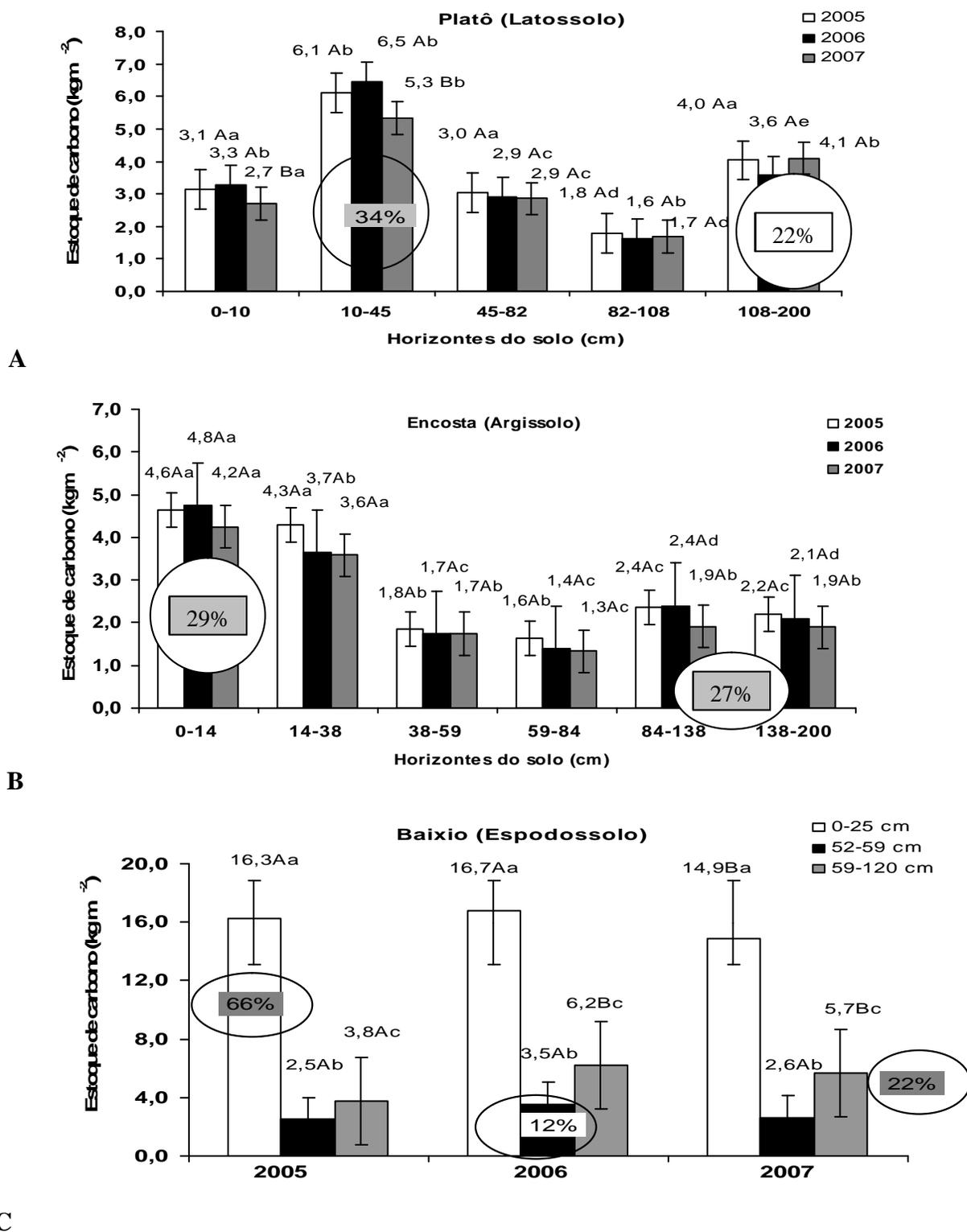


Figura 19. Estoques de carbono no platô (A), encosta (B) e baixio (C) nos horizontes do solo em Bacia Hidrográfica sob floresta primária (ZF2/Cuieiras). A letra maiúscula compara as camadas ao longo dos anos, e a letra minúscula compara as camadas entre si no mesmo ano ( $p < 0,05$ ; Tukey HSD a 5%)

A Tabela 8 apresenta o potencial da microbacia do Igarapé Açu (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2) em estocar carbono. Os dados de estoques foram extrapolados para uma área delimitada de 2679 ha. A Figura 20 representa a porcentagem das classes de solos existentes na microbacia estudada, sendo observada uma porcentagem de 41,5% (Latossolo), 35,8% (Argissolo) e 22,6% (Espodossolo).

Os valores totais de estoques (Gg C) obtidos foram de 278 Gg C (0-40 cm); ou 409 Gg C (0-100 cm), ou 494 Gg C (0-200 cm). John et al. (2005) mostram que estoques de carbono em profundidade, como encontrado nos solos estudados, podem ser característicos de carbono mais antigo, já que o tempo de retorno do carbono em horizontes superficiais (Ap) é menor do que os horizontes subsuperficiais (Bw). Trumbore (1993) constatou também o aumento da idade do carbono com a profundidade.

Os estoques totais de carbono obtidos na microbacia representam a contribuição da ciclagem do carbono pela floresta, através da ação das raízes profundas, dinâmica da matéria orgânica e nutrientes, atividade dos organismos decompositores do solo e pedoturbação. Os solos argilosos e muito argilosos retêm o COS em profundidade aliado a microporosidade do solo.

Tabela 8. Valores médios estimados para os estoques de carbono (Gg C) em cada camada de solo para as classes de solos avaliadas em Floresta Primária (ZF2/Cueiras) considerando os anos amostrados (N=3)

<b>Profundidade (cm)</b>	<b>Latossolo (Platô)</b>	<b>Argissolo (Encosta)</b>	<b>Espodossolo (Baixo)</b>	<b>TOTAIS</b>
0 – 40	100	80,5	97 *	278
0 – 100	152	111,5	146 **	409
0 – 200	195	153	Não coletado***	494
<b>TOTAIS</b>	447	345	243	

\* representa precisamente a camada de 0-25 cm; \*\* corresponde a camada de 0-120 cm; \*\*\* devido a presença do horizonte espódico.

A Tabela 9 representa a contribuição total das camadas da microbacia do Igarapé Asu (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2) para o estoque de carbono de até 2 m de profundidade. Os valores totais obtidos foram de 278 Gg C (0-40 cm); 132 Gg C (40-100 cm) e 84 Gg C (100-200 cm). Como demonstrado na Tabela 6, é possível ainda observar, na Tabela 9, a capacidade da Microbacia em estocar carbono em profundidade (40-100cm), sendo de 216 Gg C. Uma explicação para os estoques em profundidade nessa área está relacionado a contribuição da biomassa de raízes, armazenando o COS em profundidade, contribuindo para o seqüestro (Ussiri et al., 2006). Essa quantidade de carbono estocado nos horizontes subsuperficiais pode ser obtido devido ao baixo retorno da MOS (Lorenz & Lal, 2005).

Tabela 9. Valores médios dos estoques de carbono (Gg C) em intervalos de camadas para as classes de solos avaliadas em Floresta Primária (ZF2/Cueiras) considerando os anos amostrados (N=3)

<b>Profundidade (cm)</b>	<b>Latossolo (Platô)</b>	<b>Argissolo (Encosta)</b>	<b>Espodossolo (Baixo)</b>	<b>TOTAIS</b>
0 – 40	100	80,5	97	278
40 – 100	52	31	49	132
100 – 200	43	41	Não coletado	84
<b>TOTAIS</b>	195	152,5	146	494

A primeira letra compara as camadas entre as classes de solos, a segunda compara as camadas entre si dentro do solo ( $p < 0,05$ ; Tuckey HSD). \* representa precisamente a camada de 0-25 cm; \*\* corresponde a camada de 0-120 cm; \*\*\* devido a presença do horizonte espódico.

O carbono estocado na Bacia do Cueiras (ZF2) 494 Gg C (Tabela 9) reforça a precaução atual em reduzir as explorações de áreas de floresta tropicais. A exposição desse carbono em função da exploração dessas áreas aliado ao efeito das mudanças no clima, pode conduzir a perdas substanciais desse carbono estocado no solo. A estabilização e permanência do carbono no ecossistema dependerá da relação entre clima e os processos envolvidos no ciclo do carbono e, principalmente, da resposta do carbono estocado no solo frente às mudanças globais (Friedlingstein et al., 2003; Jones et al., 2003a).

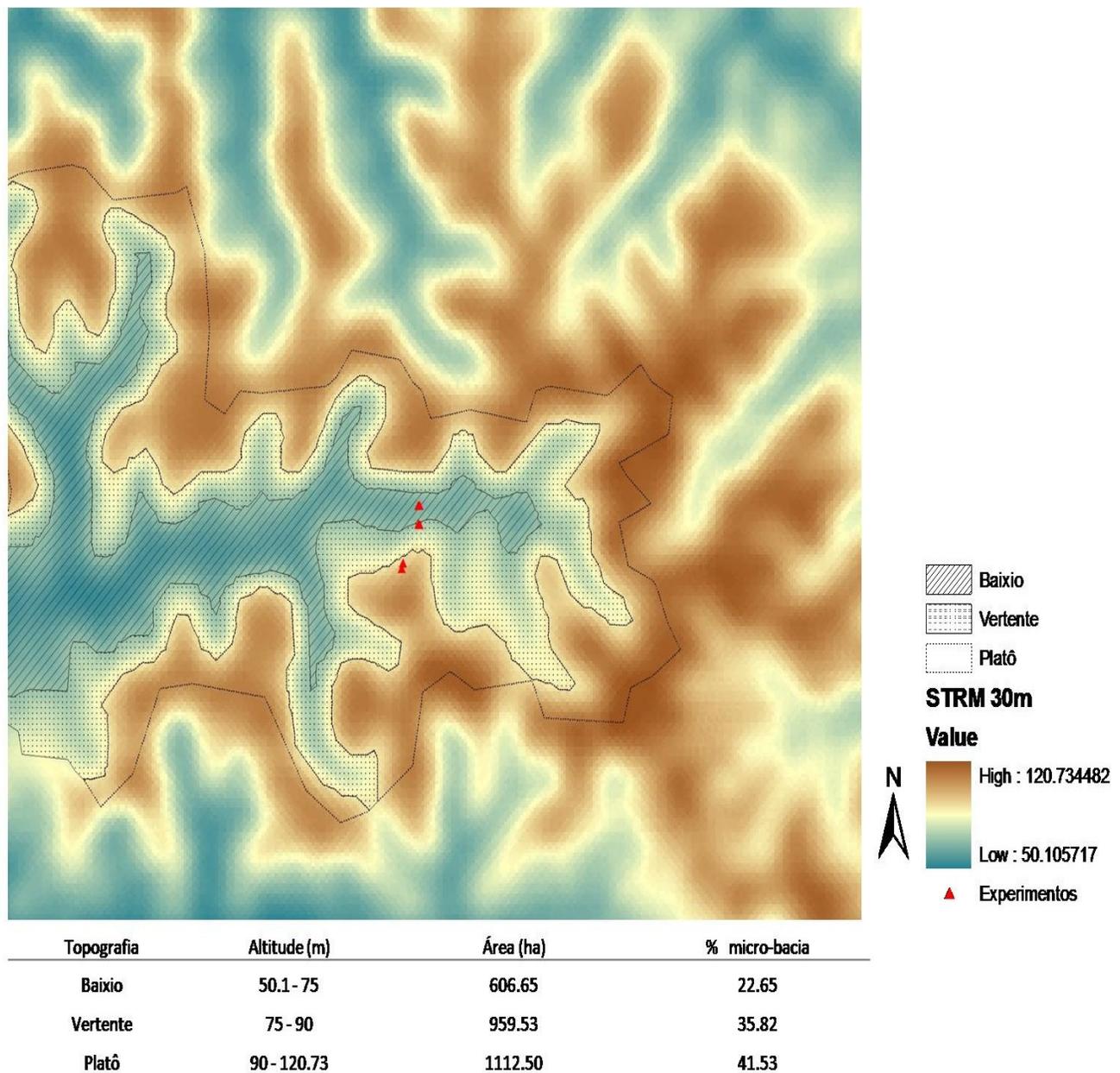


Figura 20. Imagem STRM da delimitação da Microbacia hidrográfica com a porcentagem das áreas de platô, encosta e baixo.

Apesar da informação que o potencial para sequestrar carbono rápido pelos trópicos está principalmente na vegetação e, em menor extensão, nas camadas superficiais do solo, observa-se o potencial dos solos da Reserva Biológica do Cueiras (Floresta Tropical Úmida), em estocar carbono em profundidade (Tabelas 8 e 9). Embora não se tenham muitas informações sobre o potencial de mudanças no solo em grandes profundidades (Mutuo et al., 2005), as classes de solos estudadas apresentam uma boa estruturação, contendo alta porosidade (Figura 2B), contribuindo para que o carbono possa ser estocado. A possibilidade de redução do carbono global do solo em função das prováveis mudanças climáticas tem sido ressaltada por inúmeros estudos (Kicklighter, 1995; Kirschbaum, 1999; Jones et al., 2005). Jones et al. (2005) relatam que o aumento na temperatura global resulta em mudanças nas taxas de respiração e, conseqüentemente, decréscimo nos conteúdos de carbono do solo.

## CONCLUSÕES

Os solos argilosos da Floresta Amazônica funcionam como um sumidoro de carbono em potencial;

Os estoques médios de COS foram de: 0 - 40 cm:  $90 \pm 8 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C (Latossolo);  $84 \pm 5 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C (Argissolo);  $16 \pm 11 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C (Espodossolo); de 0 - 100 cm:  $136,5 \pm 8,5 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C (Latossolo);  $116 \pm 7 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C (Argissolo);  $241 \pm 24 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C (Espodossolo, 0-120 cm); de 0-200 cm:  $175,5 \pm 7 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C (Latossolo),  $159 \pm 10,5 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C (Argissolo);

O COS sob Floresta Primária segue uma “classificação orgânica”, estabelecendo-se o seguinte comportamento: solos argilosos a muito argilosos (Latossolo), o COS se apresenta distribuído em 3 camadas: (0-10 cm), intermediária de (10-38) e subsuperficial de (38-200cm). Nos solos de textura média a argilosa temos 3 camadas: superficial (0-14cm), intermediária de (14-38) e subsuperficial de (38-200cm). Nos solos arenosos, o COS encontra-se em duas camadas: superficial (0-25cm) e subsuperficial (25-120cm);

Os valores totais de estoques (Gg C) na Microbacia foram de 278 Gg C (0-40 cm); ou 409 Gg C (0-100 cm), ou 494 Gg C (0-200 cm); reforçando a precaução atual em reduzir as explorações de áreas de floresta tropicais. A exposição desse carbono em função da exploração dessas áreas aliado ao efeito das mudanças no clima pode conduzir a perdas desse carbono estocado no solo;

Os atributos do solo com textura, densidade do solo, estabilidade de agregado e macroporosidade inteferem no fluxo do carbono no solo melhorando a quantidade e qualidade caso não sejam alterados. Alterações nesses atributos conduzem a perdas de COS ao longo do tempo;

Aumentos na textura e macroporosidade aumentam as concentrações de COS, enquanto que aumentos microporosidade e caulinita reduzem o carbono existente no solo.

Os solos do platô apresentaram maiores teores de COS seguido do solo da encosta e baixio. Entretanto, os solos do baixio, na superfície, apresentaram maiores teores de COS, apresentando maior potencial de emissão de CO em curto espaço de tempo.

## REFERÊNCIAS

Amelung, W. & Zech, W. 1999. Minimisation of organic matter disruption during particle-size fractionation of grassland epipedons. *Geoderma*, 92: 73-85.

Anjos, L. H. C., M. G. Pereira & D. P. Ramos. 1999. Matéria orgânica e pedogênese. p. 91-118. In: Santos, G. A. & F. A. O. Camargo. (Ed.) Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais. Genesis, Porto Alegre. 652 p.

Batjes, N.H. 1999. Management options for reducing CO<sub>2</sub> concentrations in the atmosphere by increasing carbon sequestration in the soil. Technical Paper 30, International Soil Reference and Information Centre, Wageningen.

Bernoux, M. et al. 2002. Brazil's soil carbon stocks. *Soil Science Society of América Journal*, 66:888-896.

Bernoux, M.M.Y. 1998. Conteúdo de carbono do solos da Amazônia Ocidental e mudanças decorrentes da conversão da floresta em pastagens. Piracicaba, 98p. Tese (doutorado) – Centro de Energia Nuclear da Agricultura, Universidade de São Paulo.

Bohn, H.L. 1976. Estimate of organic carbon in world soils. *Soil Science Society of America Journal*, 40(3): 468-470.

Brady, N.C. & Weil, R.R. 1999. The nature and properties of soil. New Jersey: Prentice-Hall. 881 p.

Brady, N.C. & Weil, R.R. 1999. The nature properties of soils. 12.ed. New Jersey: Prentice-Hall, 881p.

Buso, W.H.D.C. & Kliemann, H.J. 2003. Relações de carbono orgânico e de nitrogênio total e potencialmente mineralizável com o nitrogênio absorvido pelo milheto. *Pesquisa Agropecuária Tropical*, 33:97-105.

Campos, D.V. 2003. Uso da Técnica de  $^{13}\text{C}$  e Fracionamento Físico da Matéria Orgânica em Solos sob Cobertura de Pastagens e Cana-de-Açúcar na Região da Mata Atlântica. Seropédica, 223 f. Tese (Doutorado em Agronomia – Ciência do Solo) - Instituto de Agronomia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica.

Cerri, C.E.P.; Cerri, C.C.; Paustian, K.; Bernoux, M.; Mellilo, J.M. 2004. Combining soil C and N spatial variability and modeling approaches for measuring and monitoring soil carbon sequestration. *Environmental Management*, 33(1): 274-288.

Clark D.B.; Clark, D.A. 2000. Landscape-scale variation in forest structure and biomass in a tropical rain forest. *Forest Ecology and Management*, 137: 185–198.

Clark DB, Clark DA, Brown S et al. 2002. Stocks and flows of coarse woody debris across a tropical rain forest nutrient and topography gradient. *Forest Ecology and Management*, 164: 237-248.

Cox, P.M.; Betts, R.A.; Jones, C.D. 2000. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, 408: 184-187.

Curtis, H. 1977. *Biologia*. 2. ed. Rio de Janeiro: Guanabara. 964p.

Dalal, R. C. & Mayer, R.J. 1986. Long-term trends in fertility of soils under continuous cultivation and cereal cropping in southern Queensland. II. Total organic carbon and its rate of loss from the soil profile. *Australian Journal of Soil Research*, Melbourne, 24(1): 281-92.

Decaens, T.; Mariani, L.; Betancourt, N.; Jimenez, J.J. 2003. Seed dispersion by surface casting activities of earthworms in Colombian grasslands. *Acta Oecologica*, 24:175-185.

Desjardins, T.; Barros, E.; Sarrazin, M.; Girardin, C.; Mariotti, A. 2004. Effects of Forest conversion to pasture on soil carbon content and dynamics in Brazilian Amazônia. *Agriculture, Ecosystems and Environmental*, 103: 365-373.

Dixon, R.K.; Brown, S.; Houghton, R.A.; Solomon, A.M.; Trexler, M.C.; Wisniewski, J. 1994. Carbon Pools and Flux of Global Forest Ecosystems. *Science*, 263:185-190

Ekschmitt, K. ; Liu, M. ; Vetter, S. ; Fox, O. ; Wolters, V. 2005. Strategies used by soil biota to overcome soil organic matter stability – why is dead organic matter left over in the soil. *Geoderma*, 128 : 167-176.

Embrapa. 1997. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análise de solo. 2. ed. revisada e atualizada. Rio de Janeiro. 212p.

Fearnside, P.M. 2008. Estoque e estabilidade do carbono nos solos na Amazônia brasileira. In: W.G. TEIXEIRA, B.E. MADARI, V.M. BENITES, D.C. KERN & N.P.S. FALCÃO (eds.) *As Terras Pretas de Índio: Caracterização e Manejo para Formação de Novas Áreas*. Belém, Pará: Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) (a ser publicado).

Feller, C. & Beare, M.H. 1997. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. *Geoderma*, 79: 69-116.

Ferreira, M.M.; Fernandes, B.; Curi, N. 1999. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de Latossolos da região sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 23: 515-524.

Foster, R.C. 1994. Microorganismos and soil aggregates. In: PANKHURST, C.E.; DOUBE, B.M.; GUPTA, V.V.S.R.; GRACE, P.R. Soil biota: management in sustainable farming systems. East Melbourne, CSIRO, p. 144-155.

Franzluebbers, A.J. 2005. Soil organic carbon sequestration and agricultural greenhouse gas emissions in the southeastern USA. *Soil & Tillage Research*, 83:120-147.

Freitas, H.C. 2001. Efluxo de CO<sub>2</sub> do solo em uma pastagem na Amazônia (Rondônia): observações com câmara portátil e simulação do ciclo de carbono com o modelo SiB2. 2001. 59f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Friedlingstein, P.; Dufresne, J.L.; Cox, P.M. 2003. How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle? *Tellus*, 55: 692-700.

Glenday, J. 2006. Carbon storage and emissions offset potential in na East African tropical rainforest. *Forest Ecology and Management*, 235: 72-83.

Guo, L.B. & Gifford, R.M. 2002. Soil carbon stocks and land use change: a meta analysis. *Global Change Biology*, 8: 345-360.

Hairiah, K.; SitompuL, S.M.; van Noorddwijik, M.; Palm, C.A. 2001. Carbon stocks of tropical land use systems as part of the global carbon balance: effects of forest conversion and options for clean development activities. Alternatives to slash-and-burn. ICRAF, Note 4. Indonésia.

Hector, A., Beale, A.J., Minns, A., Otway, S.J., Lawton, J.H. 2000. Consequences of the reduction of plant diversity for litter decomposition: effects through litter quality and microenvironment. *Oikos*, 90:357-371.

Houghton, R.A. 2003. Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management 1850-2000. *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology*, 55: 378-390.

Houghton, R.A. 2000. A new estimate of global sources and sinks of carbon from land-use change. *EOS*, n.81, p. 281.

Houghton, R.A. & Woodwell, G.M. 1989. Global Climatic Change. *Scientific American*, 260: 36-44.

Huntingford, C.; Harris, P.O.; Gedney, N.; Cox, P.M.; Betts, R.A.; Marengo, J.A.; Gash, J.H.C. 2004. Using a GCM analogue model to investigate the potential for Amazonian forest dieback. *Theoretical and Applied Climatology* 78: 177-185.

IPCC. 2007. *Climate Change 2007: The physical science basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. WMO/UNEP, 18 p.

Jenny, H. 1941. *Factors of soil formation*. McGraw-Hill. New York. New York. USA.

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

John, B.; Yamashita, T.; Ludwig, B.; Fless, J. 2005. Storage of organic carbon in aggregate and density fractions of silty soils under different types of land use. *Geoderma*, 128: 63-79.

Jones, C.; Cox, P.; Huntingford, C. 2003a. Uncertainty in climate-carbon cycle projections associated with the sensitivity of soil respiration to temperature. *Tellus*, 55: 642-648.

Jones, C.; Cox, P.M.; Essery, R.L.H. 2003b. Strong carbon cycle feedbacks in a climate model with interactive CO<sub>2</sub> and sulphate aerosols. *Geophysical Research Letters*, 30: 1-32.

Jones, C.C.; McConnell, K.; Coleman, P.; Cox, P.; Faloon, P.; Jenkinson, D.; Powlson, D. 2005. Global climate change and soil carbon stocks; predictions from two contrasting models for the turnover of carbon in soils. *Global Change Biology* 11: 114-166.

Kaiser, K. & Zech, W. 1997. Competitive sorption of dissolved organic matter fractions to soils and related mineral phases. *Soil Science Society of America Journal*, 61: 64-69.

Kicklighter, D.W.; Bruno, M.; Donges, S. 1995. A first-order analysis of the potential role of CO<sub>2</sub> fertilisation to affect the global carbon budget: a comparison of four terrestrial biosphere models. *Tellus*, 51: 343-366.

Kirschbaum, M.U.F. 1999. The temperature dependence of soil organic matter decomposition and the effect of global warming on soil organic carbon storage. *Soil Biology Biochemistry*, 27: 753-760.

Krull, E.S. & Skjemstad, J.O. 2003. <sup>13</sup>C and <sup>15</sup>N profiles in <sup>14</sup>C-dated Oxisol and Vertisols as a function of soil chemistry and mineralogy. *Geoderma*, 112: 1-29.

Krusche, A.V. et al. 2005. Efeitos das mudanças do uso da terra na biogeoquímica dos corpos d'água na bacia do Rio Ji-Paraná, Rondônia. *Acta Amazônica*, 35: 197-205.

Lavelle, P.; Bignell, D.; Lepage, M.; Wolters, V.; Roger, P.; Ineson, P.; Heal, O.W.; Dhillon, S. 1997. Soil function in a changing world: the role of invertebrate ecosystem engineers. *European Journal of Soil Biology*, 33: 159-193.

Lemos, R.C. & Santos, R.D. dos. 1996. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 3. ed. Campinas, SP:SBCS/CNPS. 83p.

Luchese, E. B; Favero, L.O.B; Lenzi, E. 2001. Fundamentos da química do solo. Rio de Janeiro, RJ. Freitas Bastos Editora, 182p.

Luizão, F.J. 1989. Litter production and mineral element input to the Forest floor in a Central Amazonian Forest. *Geojournal*, 19:407-417.

Luizão, R.C.C.; Luizão, F.J.; Paiva, R.Q.; Monteiro, T.F.; Souza, L.S.; Kruijt, B. 2004. Variation of carbon and nitrogen cycling processes along a topographic gradient in a central Amazonian forest. *Global Change Biology*, 22: 592-600.

Malhi, Y.; Wood, D.; Baker, T.R.; Wright, J.; Phillips, O.L.; Cochrane, T.; Meir, P.; Chave, J.; Almeida, S.; Arroyo, L.; Higuchi, N.; Killeen, T.; Laurance, S.G.; Laurance, W.F.; Lewis, S.L.; Monteagudo, A.; Neill, D.A.; Vargas, P.N.; Pitman, N.C.A.; Quesada, C.A.; Salomão, R.; Silva, J.N.M.; Lezama, A.T.; Terborgh, J.; Martínez, R.V.; VincetI, B. 2006. The regional variation of aboveground live biomass in old-growth Amazonian forests. *Global Change Biology*, 12: 1107-1138.

Melo, A.W.F. de. 2003. Avaliação do estoque e isotópica do carbono do solo do Acre. Tese (Mestrado) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz. Piracicaba. 74p.

Mielniczuk, J. 1999. Matéria Orgânica e a Sustentabilidade de Sistemas Agrícolas. *In*: Santos, G.A., Camargo, F.A.O. (eds.) *Fundamentos da Matéria Orgânica do Solo: ecossistemas tropicais e subtropicais*. Porto Alegre: Gênese, p.1-8.

Moraes, J.F.L.D. 1995. Propriedades do solo e dinâmica da matéria orgânica associadas as mudanças do uso da terra em Rondônia. Piracicaba. 69p. Tese (doutorado) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo.

Murty, D.; Kirschbaum, M.U.F.; Mcmurtie, R.S.; MCGilvrey, H. 2002. Does conversion of forest to agricultural land change soil carbon and nitrogen? A review of the literature. *Global Change Biology*, 8:105-123.

Mutuo, P.K.; Cadisch, G.; Albrecht, A.; Palm, C.A.; Verchot, L. 2005. Potential of agroforestry for carbon sequestration and mitigation of greenhouse gas emissions from soils in the tropics. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 71: 43-54.

Nelson, P.N.; Baldock, J.A.; Oades, J.M. 1993. Concentration and composition of dissolved organic carbon in streams in relation to catchment soil properties. *Biogeochemistry*, 19: 27-50.

Neill, C. et al., 1997. Soil carbon and nitrogen stocks following forest clearing for pasture in the southwestern Brazilian Amazon. *Ecological Applications*, 7(4): 1216-1225.

Nepstad, D.C.; Carvalho, C.R.; Davidson, E.A.; Jipp, P.H.; Lefebvre, G.H.; Negreiros, E.D.; Silva, T.A.; Stone, S.E.; Trumbore, S.E.; Vieira, S. 1994. The role of deep roots in the hydrological cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature*, 372:666-669.

Oades, J. M. 1988. The retention of organic matter in soils. *Biogeochemistry* 5:33-70.

Ometto, J.P.H.B.; Nobre, A.D.; Rocha, H.R.; Artaxo, P.; Martinelli, L.A. 2005. Amazonia and the modern carbon cycle: lessons learned, *Oecologia*, New York, 143(4): 483-500.

Parton, W.J.; Scurlock, J.M.O.; Ojima, D.S.; Gilmanov, T.G.; Scholes, R.J.; Schimel, D.S.; Kirchner, T.; Menaut, J.C.; Seastedt, T.; Moya, E.G.; Kamnalrut, A.; Kinyamario, J.I. 1993. Observations and modeling of biomass and soil organic-matter dynamics for the grassland biome worldwide. *Global Biogeochemical Cycles*, 7(4): 785-809.

Pinheiro, E.F.M.; Pereira, M.G.; Anjos, L.H.C. 2004. Aggregate distribution and soil organic matter under different tillage system for vegetable crops in a Red Latosol from Brazil. *Soil & Tillage Research*, 77: 79-84.

Platner, G.K.; Joos, F.; Stocker, T.F. 2002. Revision of the global carbon budget due to changing air-sea oxygen fluxes. *Global Biogeochemical Cycles*, 16(4): 1096-2001.

Post, W.M.; Emanuel, W.R.; Zinke, P.J.; Stangenberger, A.G. 1982. Soil carbon pools and world life zones. *Nature*, 298: 156-159.

Post, W.M. & Kwon, K.C. 2000. Soil carbon sequestration and land-use change: processes and potential. *Global Change Biology*, 6:317-327.

Potter, C.S.; Davidson, E.A.; Klooster, S.A.; Nepstad, D.C.; Negreiros, G.H. de.; Brooks, V. 1998. Regional application of an ecosystem production model for studies of biogeochemistry in Brazilian Amazonia. *Global Change Biology*, 4: 315-333.

Powers, J.S. & Veldkamp, E. 2005. Regional variation in soil carbon and C<sup>13</sup> in forests and pastures of northeastern Costa Rica. *Biogeochemistry*, 72: 315-336.

Prado, H. 1998. Solos Tropicais - Potencialidades, Limitações, Manejo e Capacidade de Uso. FUNEP / UNESP. 2.ed. 231p.

Prentice, I.C.; Farquhar, G.D.; Fasham, M.J.R. 2001. The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide. In: Houghton, J.T. (ed). *Climate change 2001: the Scientific basis*. Cambridge University Press, Cambridge, p.183-237.

Roscoe, R. & Machado, P. L. O. de A. 2002. Fracionamento Físico do solo em Estudos da Matéria Orgânica. Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 86p.

Salimon, C.I.; Wadi, P.G.S.; Melo, A.W.F. 2007. Dinâmica do carbono na conversão de floresta para pastagens em argissolos da formação geológica solimões, no sudoeste da Amazônia. *Revista de Biologia e Ciências da Terra*, 7(1): 29-38.

Schaphoff, S.; Lucht, W.; Geten, D.; Sitch, S.; Cramer, W.; Prentice, I.C. 2006. Terrestrial biosphere carbon storage under alternative climate projection. *Climatic Change*, Netherlands, 74(1/3): 97-122.

Schlesinger, W. H. 1997a. Carbon balance in terrestrial detritus. *Annual Review of Ecology and Systematics* 8:51-81.

Schlesinger, W. H. 1997b. *Biogeochemistry, an analysis of global change*. Academic Press, San Diego, California, USA.

Schultz, E.D. & Freibauer, A. 2005. Unlocking carbon from soils. *Nature* 237: 205-206.

Serrão, E.A.S.1989. Pecuária na Amazônia: a evolução da sustentabilidade das pastagens substituindo florestas. *Pará Desenvolvimento*, 25:117-127.

Shimel, D.S. 2005. Terrestrial ecosystems and the carbon cycle. *Global Change Biology*, 1: 77-91.

Silver, W.L.; Neff, J.; McGroddy, M.; Veldkamp, E.; Keller, M.; COSME, R. Effects of soil texture on belowground carbon and nutrient storage in a lowland Amazonian forest ecosystem. *Ecosystems*, v.3, n.2, p.193-209, 2000.

Sioli, H. *The Amazon: limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. Boston: Kluwer Academic, 1984. 763 p.

Siqueira, J.O.; Moreira, F.M.; Grisi, B.M.; Hungria, M.; Araújo, R.S. *Microorganismos e processos biológicos do solo: perspectiva ambiental*. Brasília, DF: Embrapa, 1994. 142p. (Documento, 45).

Six, J.; Elliott, E.T.; Paustian, K. Aggregate and soil organic matter dynamics under conventional and no-tillage systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63:1350-1358, 1999.

Sohi, S.; Mahieu, N.; Arah, J. R. M.; Powlson, D. S. P.; Madari, B.; Gaunt, J. L. 2001. Procedure for isolating soil organic matter fractions suitable for modeling. *Soil Science Society of America Journal*, 65:1121-1128.

Sollins, P.; Homann, P.; Caldwell, B.A. 1996. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma*, 74: 65-105.

Sommer, R.; Denich, M.; Vlek, P.L.G. 2000. Carbon storage and root penetration in deep soils under small-farmer land-use systems in the Eastern Amazon region, Brazil. *Plant and Soil*, 219: 231-241.

Swift, M.J., Anderson, J.M. (1993) Biodiversity and ecosystem function in agricultural systems. *In*: Schulze, E.D., Mooney, H.A. (eds.) *Biodiversity and ecosystem function*. Berlin, p. 15-41.

Telles, E.D.C.; Camargo, P.B.; Martinelli, L.A.; Trumbore, S.E.; Costa, E. S.; Santos, J.; Higuchi, N.; Oliveira, R. C. 2003. Influence of soil texture on carbon dynamics and storage potential in tropical forest soils of Amazonia. *Global Biogeochemical Cycles*, 17 (2): 1125-1132.

Thuille, A. & Schulze, E.D. 2006. Carbon dynamics in successional and afforested spruce stands in Thuringia and the Alps. *Global Change Biology*, 12: 325-342.

Tian, H.; Hall, C.A.S. et al. 1998. Modeling primary productivity of the terrestrial biosphere in changing environments: Toward a dynamic biosphere model. *Critical Reviews in Plant Sciences*, New York, 17(5): 541-557.

Tisdal, J.M. & Oades, J.M. 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *J. Soil Sci.*, 33:141-163.

Trumbore, S.E.; Davidson, E.A.; Camargo, P.B. de.; Nepstad, D.C.; Martinelli, L.A. 1995. Belowground cycling of carbon in forests and pastures of Eastern Amazônia. *Global Biogeochemical Cycles*, 9: 515-528.

Veldkamp, E, Becker A, Schwendenmann, L et al. 2003. Substantial labile carbon stocks and microbial activity in deeply weathered tropical wet forest soils. *Global Change Biology*, (9): 1171–1184.

Veldkamp, E.; Becker, A.; Schwendenmann, L.; Clark, D.A.; Bisping, H.S. 2003. Substantial labile carbon stocks and microbial activity in deeply weathered soils below a tropical wet forest. *Global Change Biology*, 9:1171-1184.

Watson, R.T.; Rodhe, H.; Deschger, H.; Siegenthaler, U. 1990. Greenhouse Gases and Aerosols. In: J. T. Houghton, G. J. Jenkins, J. J. Ephraums (eds) *Climate Change. The IPCC Scientific Assessment*, Cambridge: Cambridge University Press, 1-40p.

Yahn, F. & Gallo, A . 2005. O Conceito de bacia de drenagem internacional no contexto do tratado de cooperação amazônica e a questão hídrica na região. *Ambiente & Sociedade*, v.8, n.1, jan./jun.

Yamashita, T.; Flessa, H.; John, B.; Helfrich, M.; Ludwig, B. 2006. Organic matter in density fractions of water-stable aggregates in silty soils: effect of land use. *Soil Biology & Biochemistry*, 38: 3222-3234.

Vasconcelos, H.L; Luizão, F.J. 2004. Litter production and litter nutrient concentrations in a fragmented Amazonian landscape. *Ecological Applications*, 14(3):884-892.

Vejre, H.; Callesen, I.; Vesterdal, L.; Raulund-Rasmussen, K. 2003. Carbon and nitrogen in Danish forest soils: contents and distribution determined by soil order. *Soil Science Society of America Journal*, 67: 335-343.

Von Lutzow, M.; Kogel-Knabner, I.; Ekschmitt, K.; Matzner, E.; Guggenberger, G.; Marschners, B. 2006. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions. *European Journal of Soil Science*, 57: 426-445.

Wattel-Koekkoek, E.J.W. & Buurman, P. 2004. Mean residence time of kaolinite and smectite-bound organic matter in Mozambiquan soils. *Soil Science Society of America Journal*, 68: 154-161.

Zech, W., Senesi, N., Guggenberger, G., Kaiser, K., Lehmann, J., Miano, T.M., Miltner, A., Schroth, G. 1997. Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. *Geoderma*, 79:117-161.

Zinn, Y.L.; Lal, R.; Bigham, J.M.; Resck, D.V.S. 2007. Edaphic controls on soil organic carbon retention in the Brazilian Cerrado: texture and Mineralogy. *Soil Science Society of America Journal*, 71(4): 1204-1214.

## CAPÍTULO II

### VARIAÇÕES DO CARBONO ORGÂNICO DISSOLVIDO EM FUNÇÃO DE PARÂMETROS FÍSICO-HÍDRICOS DO SOLO SOB DIFERENTES SISTEMAS DE USO DA TERRA NA AMAZÔNIA CENTRAL

#### RESUMO

O presente estudo teve como objetivo verificar a relação entre carbono orgânico dissolvido (COD) com atributos físico-hídricos do solo em diferentes sistemas de uso da terra (SUT) na Amazônia Central. Para tanto, quantificaram-se as concentrações de COD sob Floresta Primária a 10, 20, 30, 40, 100 e 200 cm de profundidade e em Pastagem, Capoeira e SAFs nas profundidades de 10, 40, 100 e 200 cm, a partir da instalação de extratores de tensão em cada profundidade para coletas de solução do solo para análise da fase orgânica. Parâmetros hídricos do ambiente como precipitação e do solo: infiltração e permeabilidade foram monitoradas durante um ciclo hidrológico. Após a coleta, filtragem e preservação, as amostras foram encaminhadas ao laboratório para a determinação das concentrações de COD, por combustão, com detecção do CO<sub>2</sub> gerado nesta por infravermelho não-dispersivo (Equipamento Shimadzu, modelo TOC 5000A). Os solos sob os ambientes de Floresta (platô), Pastagem, SAF e Capoeira foram classificados como Latossolos Amarelos distróficos textura argilosa a muito argilosa, muito ácidos, intemperizados e com baixa disponibilidade de nutrientes. Os solos situados na encosta e no baixo da floresta foram classificados como: Argissolo Vermelho Amarelo textura argilosa e Espodossolo Cárbico Hidromorfo típico, respectivamente. 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. 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 ação da estruturação do solo exerce grande influência nas concentrações de COD nas

camadas do solo, aliada a matéria orgânica do solo (MOS) mais lábil determinam a manutenção do carbono na solução do solo. 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.

## 1. INTRODUÇÃO

A matéria orgânica dissolvida (MOD) representa um importante elemento em muitos processos biogeoquímicos do solo e da água (Ussiri & Johnson, 2004), e em processos químicos e biológicos (McDowell, 2003). Tem a sua origem a partir da lixiviação da liteira (resultante da matéria orgânica particulada) e da atividade da biomassa microbiana do solo (Haynes, 2005; Matlou & Haynes, 2006). Sabe-se que o ecossistema de florestas tropicais úmidas contribuem significativamente para os estoques de carbono global (Jobbagy & Jackson, 2000).

Inúmeros fatores bióticos e abióticos controlam a dinâmica temporal e espacial da matéria orgânica dissolvida (MOD) (Murphy et al., 2000). Alguns parâmetros são determinantes sob o carbono orgânico dissolvido (COD) como o substrato (liteira e MOS), composição da comunidade microbiana (Moller et al., 1999), temperatura e fluxos de água (Brooks et al., 1999) e espécies de árvores (Smolander & Kitunen, 2002) que compõem as variações químicas da liteira. Por outro lado, as práticas de manejo do solo afetam a MOD (Chantigny, 2003) alterando o estado de equilíbrio do COD.

A MOD influencia na lixiviação de nutrientes, sendo fundamental no ciclo do C, N, P e S no solo, exportando N e P do sistema solo para os rios e lençóis d'água (Qualls & Haines, 1991). Da mesma forma, o carbono orgânico dissolvido (COD) desempenha um importante papel no estabelecimento de nutrientes do solo assim como nos processos de formação do solo, sendo a sua degradação altamente variável e dependente de muitos fatores como a comunidade microbiana, estrutura, clima e aeração (Vestin et al., 2008). Além disso, a MOD que fornece o carbono orgânico dissolvido, é uma fonte primária de N,

de S e de P mineralizado e pode ser um contribuinte importante à disponibilidade e à ciclagem nutrientes (Haynes, 2005).

Nos últimos anos, as pesquisas sobre a dinâmica e estoque de carbono na solução do solo (Eimers et al., 2008; Hongve, 1999; Kruger et al., 2003; Strahm et al., 2005; Matlou & Haynes, 2006; McClain et al., 1997; Neu, 2005) têm recebido uma atenção especial. Um número significativo de pesquisas tem sido realizado como forma de caracterizar a variabilidade espacial e temporal do COD, de sua concentração bem como dos seus fluxos (Aitkenhead-Peterson et al., 2003) quantificando as características químicas e pedogenéticas do solo (Jansen et al., 2003) além de quantificar a disponibilidade do COD para a microflora do solo (Kalbitz et al., 2003). A grande preocupação está relacionada a contribuição do COD frente ao aumento das concentrações de CO<sub>2</sub> devido a elevação dos fluxos do igarapés, mudanças do uso da terra e conversão de floresta para pastagem (Ross et al., 1999).

De fato, o manejo inadequado do solo perturba a população microbiana, a qual, agindo como fonte de nutriente, controla a mineralização da matéria orgânica e a estabilização do solo (Boyle e Paul, 1989; Brookes, 1995). A conservação da cobertura natural do solo aliada ao manejo adequado sobre os sistemas de uso da terra na Amazônia são essenciais para a manutenção do COD nos seus reservatórios (solo, igarapé e rios). Estudos enfatizam que a cobertura e manejo das espécies afetam o sequestro de carbono pelo solo na superfície e subsuperfície (Wright et al., 2007).

Atualmente, a preocupação sobre os efeitos de longo prazo no ecossistema do solo vem aumentando (Nannipieri *et al.*, 1997). Leita *et al.* (1999) discutem o problema do decréscimo do conteúdo de matéria orgânica nos solos, o qual pode perturbar a fertilidade dos mesmos e levar a um aumento da erosão, não só a curto como também em longo prazo. Sabe-se que grande parte da MOD dos rios é derivada dos solos e tem sua origem no sistema vascular das plantas (Hedges et al., 2000).

Estudos atuais buscam uma análise minuciosa do carbono, nitrogênio e outros nutrientes, obtidos na interface solo-liteira (Gama-Rodrigues et al., 2003), variações no ciclo do C e N ao longo de gradiente topográfico (Luizão, et al., 2004), balanço do C e dinâmica da vegetação (Rice, et al., 2004), produção e qualidade da liteira (Luizão et al., 1989), mudanças no ciclo do C e nutrientes em pastagens degradadas (Anser et al., 2004) bem como a relação entre a biomassa e diversificação da vegetação e os macroinvertebrados do solo (Tapia-Coral, 1999; Tapia-Coral, 2004). A capacidade da vegetação em recompor o carbono e nutrientes em solos degradados foi relatado considerando a composição química (Tian et al., 2001).

Fatores ambientais como clima, níveis topográficos, hidrologia do solo e textura influenciam a MOD em escala local e global (Chantigny, 2003). Pesquisas demonstram a forte relação entre textura do solo e carbono orgânico do solo (Desjardins, 2004) e da solução do solo (Neu, 2005), bem como outros atributos do solo e hídricos como estrutura, infiltração, permeabilidade e retenção de água podem contribuir para a dinâmica do carbono no ecossistema. Da mesma forma, processos físicos, químicos e biológicos, como infiltração, condutividade hidráulica, drenagem, retenção de água, difusão de nutrientes, crescimento de microorganismos, raízes e pêlos absorventes (Moreira & Siqueira, 2002), influenciando na dinâmica do carbono e nutrientes na solução do solo.

Poucos estudos têm relatado a disponibilidade de COD na solução do solo quando comparado com as inúmeras pesquisas desenvolvidas em rios, igarapés e sistemas marinhos (Yano et al., 2000). Os estudos que existem envolvendo COD, MOD e dinâmica do carbono ainda informam flutuações nos teores de COD devido a influencia de práticas de manejo e profundidade do solo, entretanto, os processos que comandam essas variações ainda é desconhecido. Efeitos a longo e a curto prazo das práticas de manejo são pouco entendidos sob condições de campo, já que muitos fatores ambientais e do solo interagem ao mesmo tempo (Chantigny, 2003). Pesquisas que permitam quantificar as variações do COD da solução do solo por meio de observações de campo são importantes, pois

permitirão conhecer as características dos sistemas de uso da terra da Amazônia bem como os possíveis impactos sobre esse ambiente.

## **2. OBJETIVOS**

### **2.1. GERAIS**

- Estudar as relações entre carbono orgânico dissolvido (COD) com atributos do solo e hídricos em diferentes sistemas de uso da terra (SUT) na Amazônia Central.

### **2.2. ESPECÍFICOS**

- Quantificar as concentrações de carbono orgânico dissolvido sob Floresta Primária a 10, 20, 30, 40, 100 e 200 cm de profundidade, bem como em Pastagem, Capoeira e SAFs nas profundidades de 10, 40, 100 e 200 cm;
- Avaliar a influência da precipitação, infiltração e condutividade hidráulica do solo sob a dinâmica do COD na solução do solo.

## **3. MATERIAL E MÉTODOS**

### **LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS, SOLO E CLIMA PREDOMINANTE**

O estudo foi realizado em áreas de floresta primária, em diferentes posições topográficas (platô, encosta e baixio), localizadas na Reserva Experimental do Cuieiras, no km 34, da estrada vicinal ZF-2/km 50, com as seguintes coordenadas geográficas: 02°36'32,1" S e 60°12'32,4" W; em área de pastagem manejada, localizada na Reserva Experimental do PDBFF, no km 23, da estrada vicinal ZF-3/km 63, com as coordenadas geográficas: 02°25'5,7"S e 59°52'51"W ; em áreas de SAF (Sistema Agroflorestal) e Capoeira, ambas localizadas na Estação Experimental do Distrito Agropecuário da Suframa, da Embrapa Amazônia Ocidental, ao Norte de Manaus, no km 54, com coordenadas 2°32' S e 60°02' W, sendo todas as áreas localizadas ao longo da Rodovia BR-

174 (Manaus – Boa Vista), Amazonas – Brasil. Os solos das áreas foram classificados como: Latossolo Amarelo textura argilosa a muito argilosa (floresta e pastagem), Latossolo Vermelho Amarelo distrófico textura muito argilosa (capoeira e SAF), Argissolo Vermelho Amarelo distrofico textura argilosa (floresta-encosta) e Espodossolo Cárbico Hidromorfo típico (floresta-baixio).

## **COLETA DE DADOS**

### **DADOS METEOROLÓGICOS**

Os dados de precipitação foram obtidos a partir de estações meteorológicas automáticas instaladas nas áreas estudadas. As coletas foram realizadas diariamente, sendo coletadas a cada 15 minutos.

### **CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA (KS)**

Para a obtenção dos dados de permeabilidade do solo, utilizou-se o permeâmetro de furo e de carga constante, constituído por um mariotte para controle da carga constante e um tubo de acrílico com régua graduada para preenchimento com água, com a finalidade de medir a condutividade hidráulica saturada acima do lençol freático (Mahler & Aguiar, 2002; Ziegler et al., 2006). Os testes foram realizados a 10 cm de profundidade, no mesmo furo. Nas paredes do furo com a condição de saturação alcançada, ou seja, fluxo constante, esse valor foi utilizado para o cálculo da permeabilidade. Para os cálculos do coeficiente de permeabilidade, duas cargas de pressão foram aplicadas, 5 e 10 cm de carga hidráulica, obtendo-se as vazões  $Q_1$  e  $Q_2$ , calculando-se o valor de  $K_s$ .

### **INFILTRAÇÃO**

As medidas de infiltração foram realizadas através de um infiltrômetro de anel simples, a 10 cm de profundidade. Para a realização dos testes de infiltração uma carga

hidráulica de 5 cm sobre o solo foi mantida constante, sendo possível acompanhar a capacidade da água infiltrar no solo (BERNARDO et al., 2006).

### **COLETA DE SOLUÇÃO DO SOLO**

A coleta de solução do solo foi realizada ao longo de um ciclo hidrológico, em blocos inteiramente ao acaso, a cada 15 dias, compreendido no período de 03/03/07 a 03/04/08, em áreas de Floresta Primária, Pastagem, SAFs e Capoeira. As baterias de extratores (Figura 1) foram instalados distanciados entre si 20 cm (Figura 2) e as coletas de amostras foram iniciadas em março de 2007, descartando-se a primeira coleta realizada no mês de fevereiro como forma de limpeza do sistema de coleta. Os extratores de solução do solo foram fabricados com cápsulas porosas com diâmetro de 23 mm e 60 mm de altura, colados a tubos PVC que variaram conforme a profundidade.

Na área de Floresta Primária, instalaram-se os extratores ao longo do gradiente topográfico, seguindo as variações no gradiente topográfico, nas profundidades de 10 cm, 20 cm, 30 cm, 40 cm, 100 cm e 200 cm (platô e encosta), num total de 24 extratores, sendo 12 em cada posição. No caso do baixio, devido à influência do lençol freático, os extratores foram instalados até 60 cm de profundidade e ficaram dispostas nas seguintes profundidades: 10cm, 20 cm, 30 cm, 40 cm e 60 cm, perfazendo a um total de 10 extratores nessa posição topográfica, correspondendo um total de 34 extratores ao longo do gradiente topográfico.

Nas áreas de Pastagem, SAFs e Capoeira foram instalados as capsulas extratoras nas profundidades: 10 cm, 40 cm, 100 cm e 200 cm.

As coletas foram realizadas seguindo várias etapas, com auxílio de uma bomba de vácuo para promover uma diferença de pressão, aplicando-se uma pressão de 0,6 bar no sistema cápsula-solo-cápsula, sendo possível a coleta da solução do solo. Após a instalação, o sistema foi deixado equilibrar por um período de três meses, desprezando-se a primeira

coleta. No campo, as amostras foram armazenadas em recipientes apropriados previamente descontaminados e conservadas bem fechadas e sob refrigeração até sua chegada na sede do experimento.



Figura 1. Bateria representativa das cápsulas extratoras de solução do solo instalados no experimento.

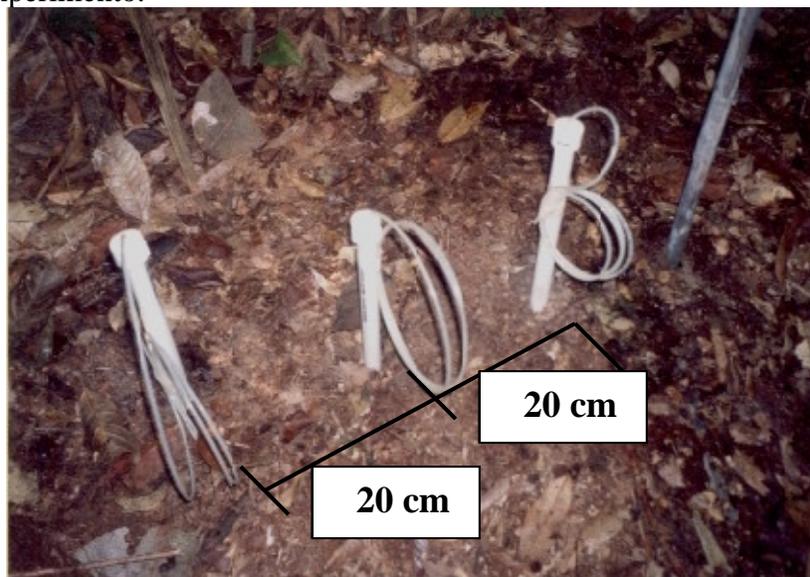


Figura 2. Extratores distanciados no campo

O sistema coletor era constituído de cápsula porosa, tubo PVC, capilar PU, sendo esse sistema interligado a frasco erlemeyer de 250 ml, devidamente fechado com uma rolha de silicone, sendo interligado através de um pequeno furo para a inserção do capilar PU através desse orifício, sendo possível o armazenamento da solução do solo dentro do erlemeyer (Figura 3a). A coleta da solução do solo foi realizada com auxílio de seringa de 1000 ml devidamente limpa, sendo lavada a cada troca de profundidade. No ato da coleta da solução cada amostra era devidamente filtrada, utilizando-se filtros com membrana de fibra de vidro com porosidade de  $0,7 \mu\text{m}$  (Figura 3b)

A solução coletada destinada a análise de COD era armazenada em frascos de vidro da marca Nalgene de 60 ml pré-calcinados. Com a solução armazenada dentro do frasco, procedia-se a sua preservação utilizando o preservante  $\text{HgCl}_2$  (cloreto de mercúrio) com contração de  $300 \mu\text{M}$  de Hg) (Figura 3c). Logo após a chegada do campo as amostras eram armazenadas na geladeira até o momento da análise propriamente dita. Depois de cada análise os frascos eram lavados com água destilada, colocados em estufa para evaporação previa da água e conduzidos a mufla para serem calcinados à temperatura de  $500^\circ\text{C}$  durante 5 horas.



A). Frascos de erlemeyer



B) Filtragem das amostras



C) Preservação das amostras

Figura 3. Procedimentos no processo de coleta de solução do solo nas diferentes profundidades.

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).

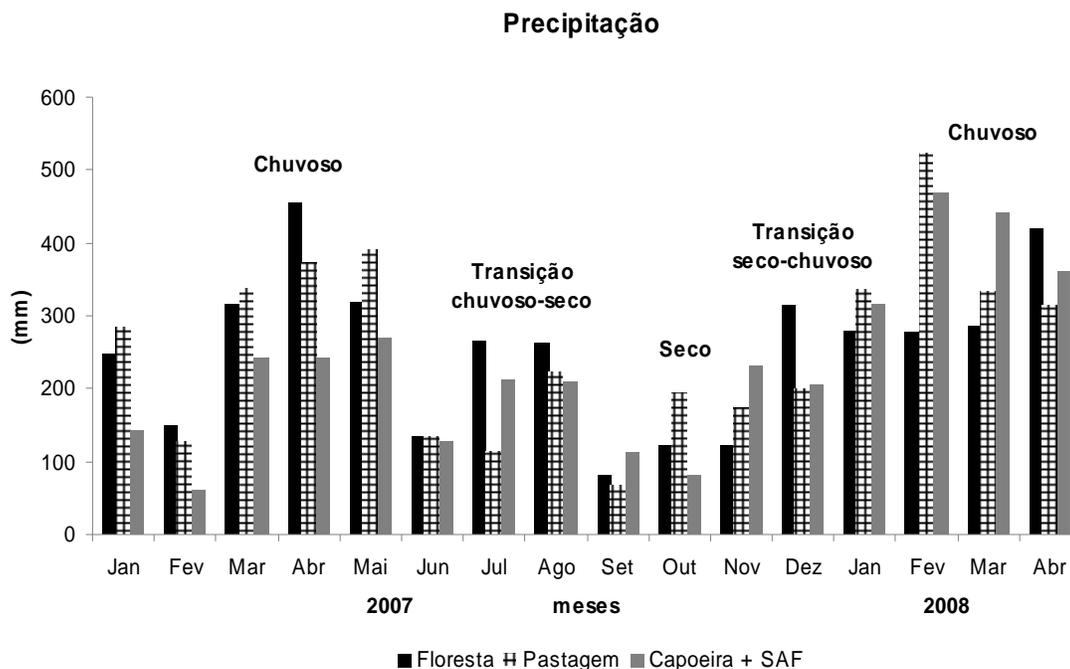


Figura 4. Gráfico demonstrativo da precipitação durante o período estudado.

### **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).

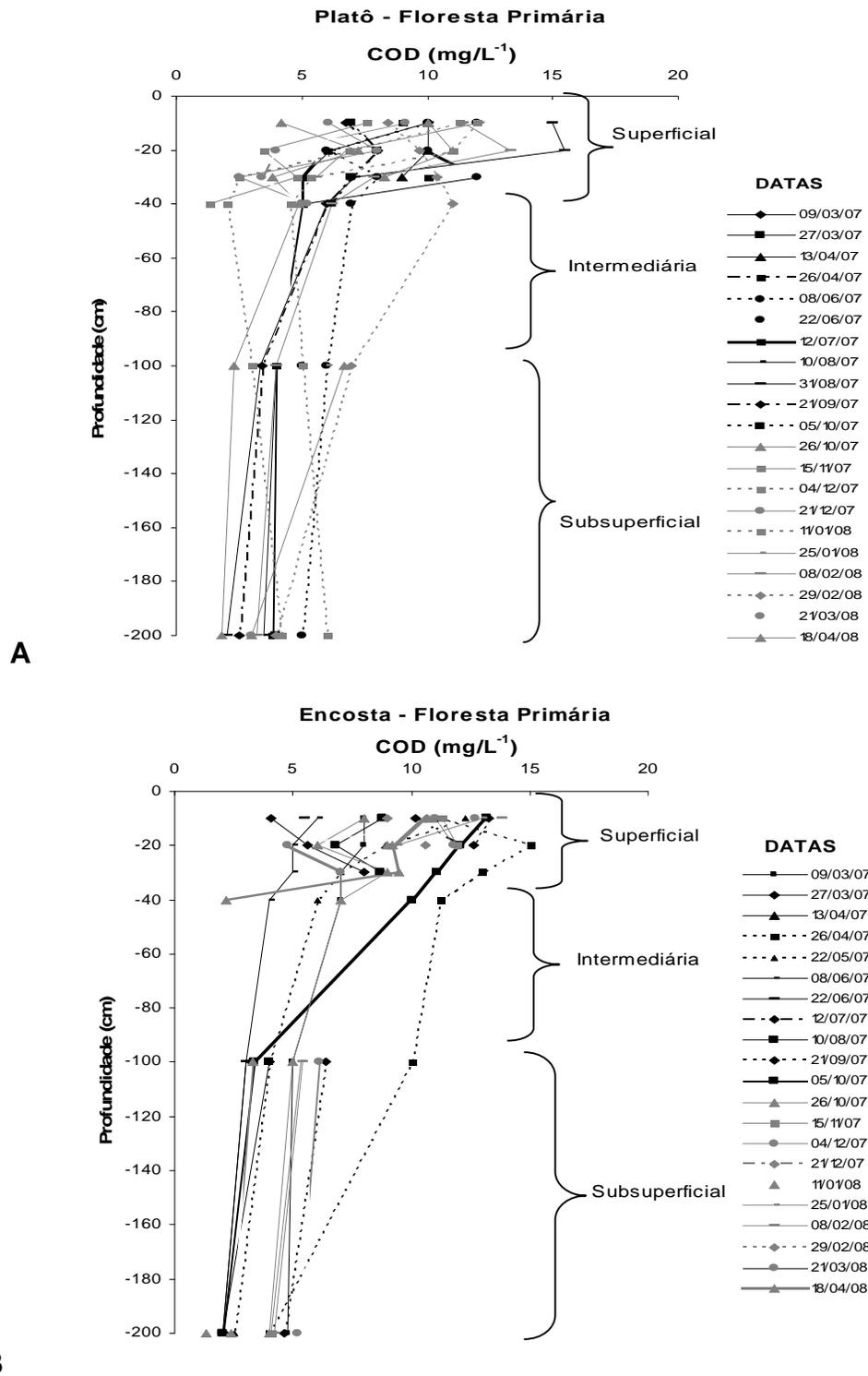


Figura 5. Dinâmica do COD até 2m de profundidade em solos de textura argilosos (A) e média (B) em função de gradiente topográfico.

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.

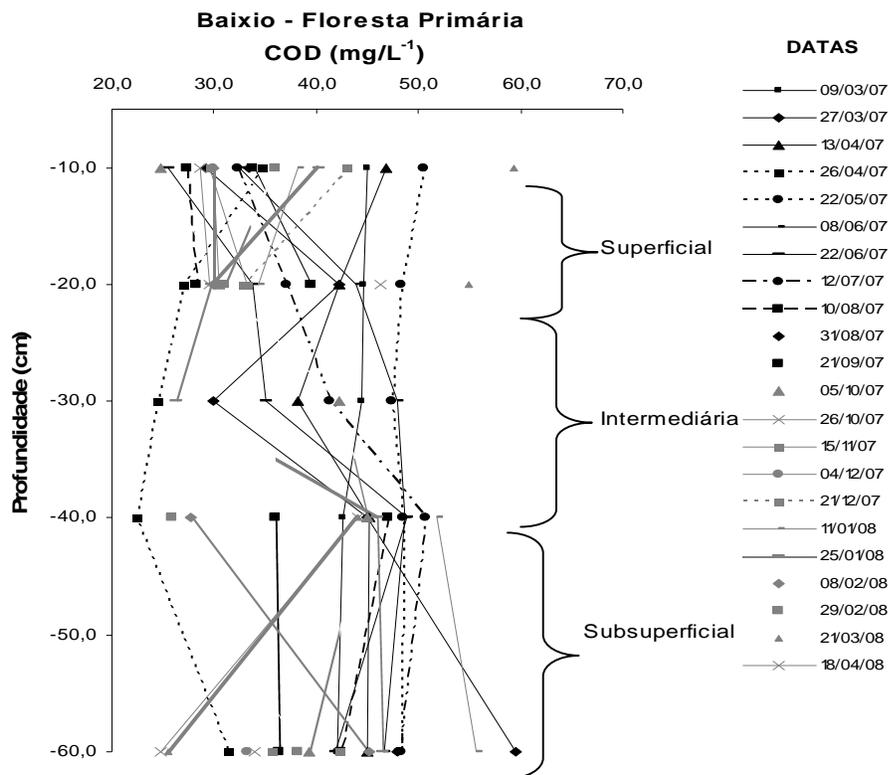
Os teores de COD nas camadas de 40-200 cm em pastagem (2 a 10 mg L<sup>-1</sup>) (Figura 6), Sistemas Agroflorestais (4 a 18,8 mg L<sup>-1</sup>) (Figura 7A) e Capoeira (7 A 14,4 mg L<sup>-1</sup>) (Figura 4B) diminuíram em profundidade, obtendo-se a mesma tendência na área de floresta primária (Figura 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).

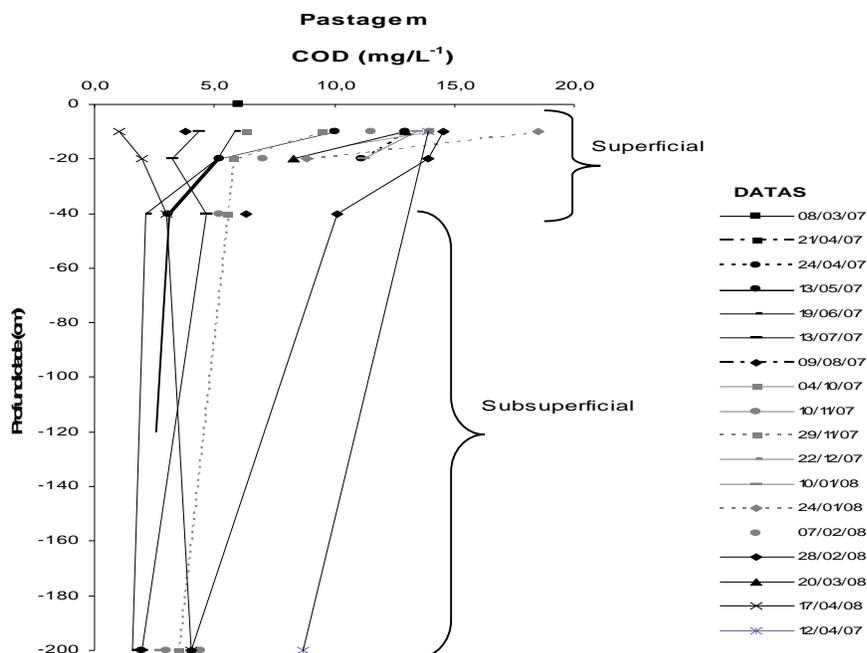


Figura 6. Dinâmica do COD até 2,0 cm de profundidade em solos de textura argilosa sob pastagem manejada.

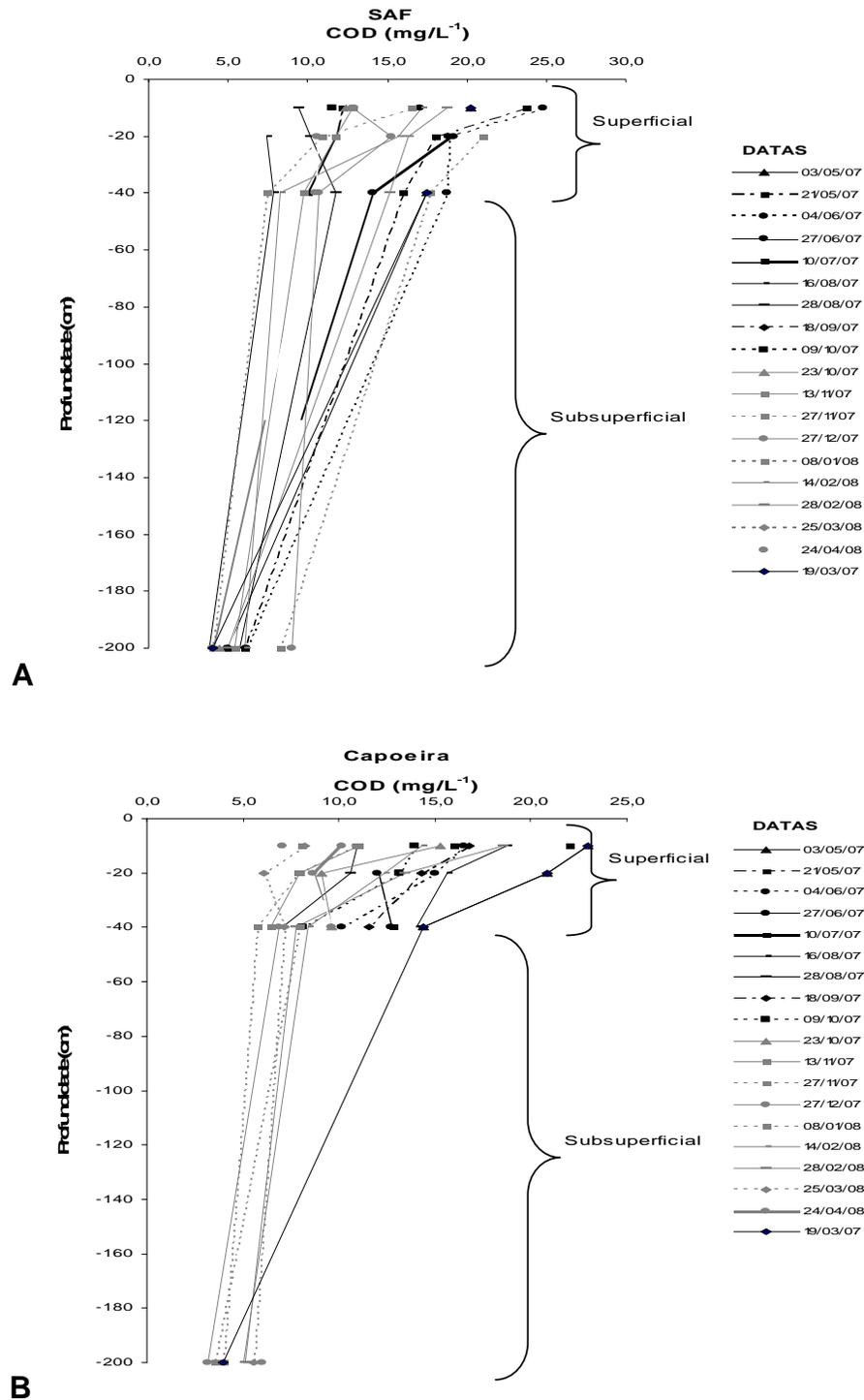


Figura 7. Dinâmica do COD até 2,0 cm de profundidade em solos de textura argilosa sob Sistemas Agroflorestais e Capoeira.

### **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.

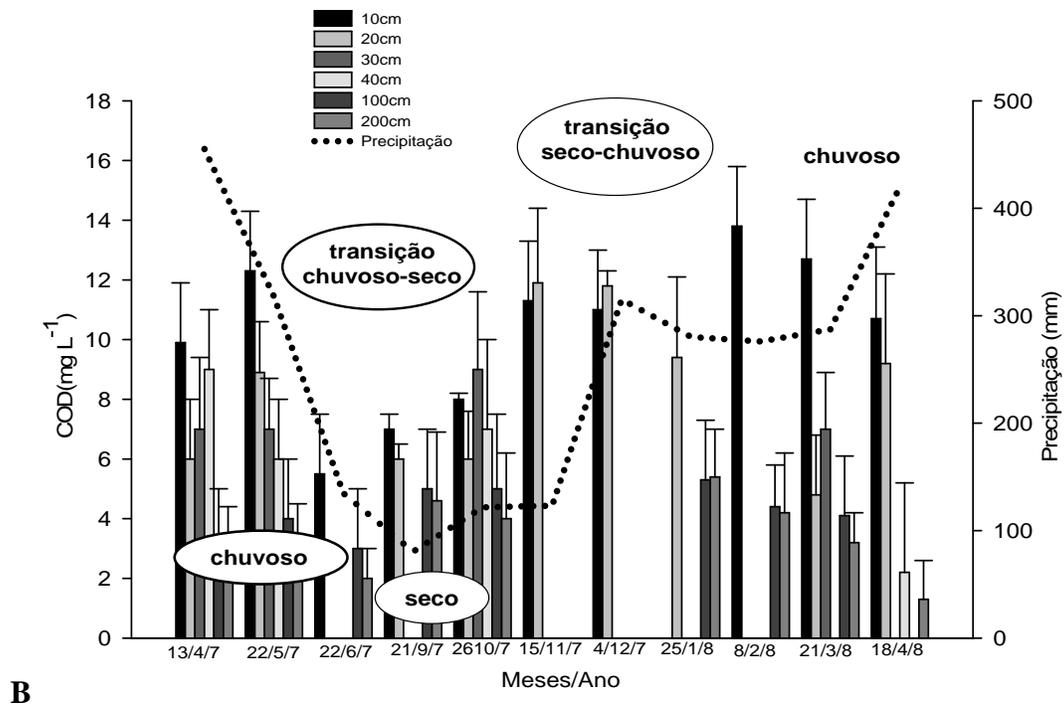
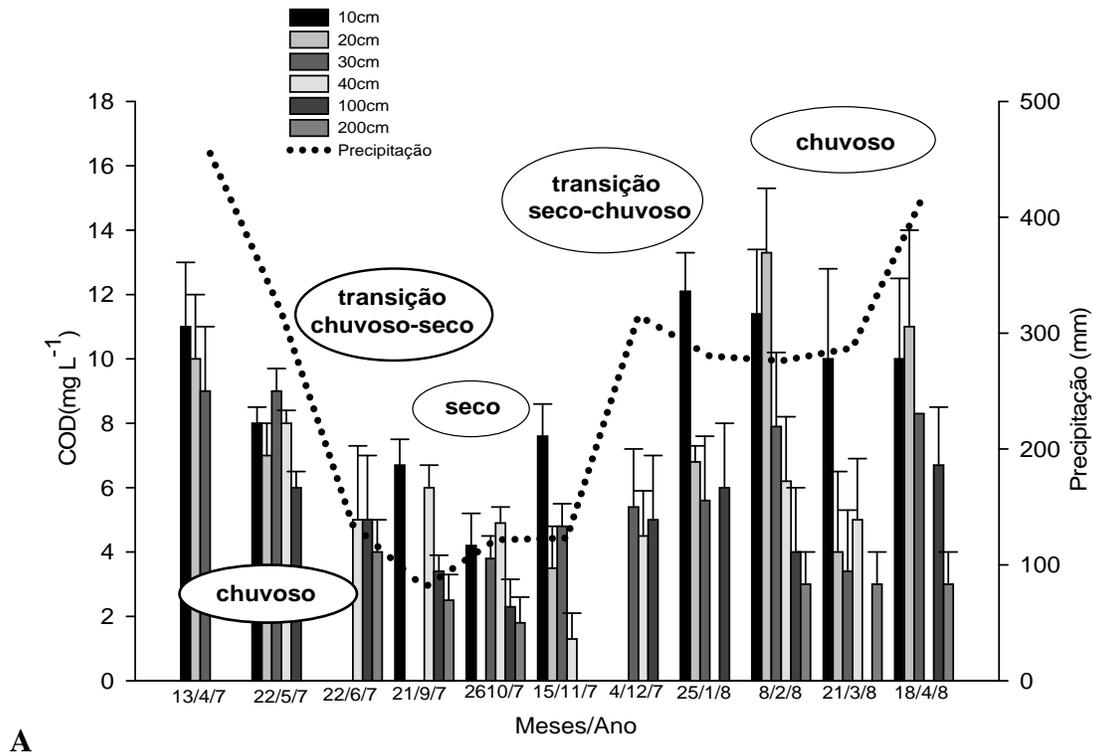
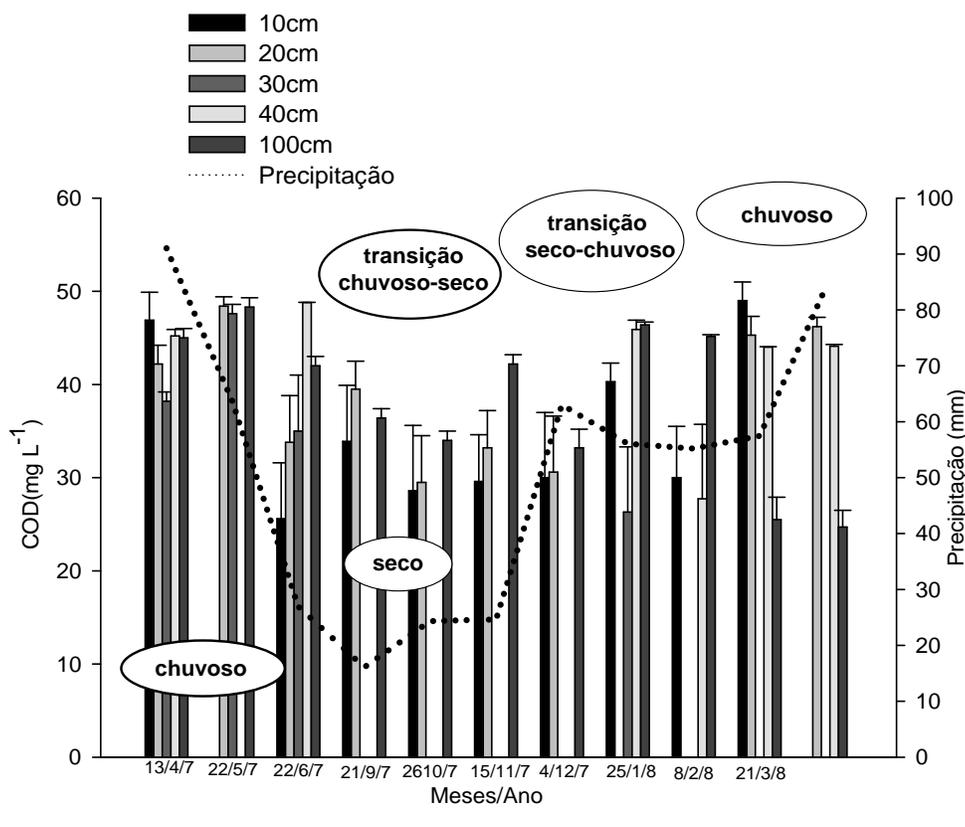


Figura 8. Variação do COD em função da sazonalidade em floresta primária: A) platô;latossolo e B) encosta;argissolo



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.

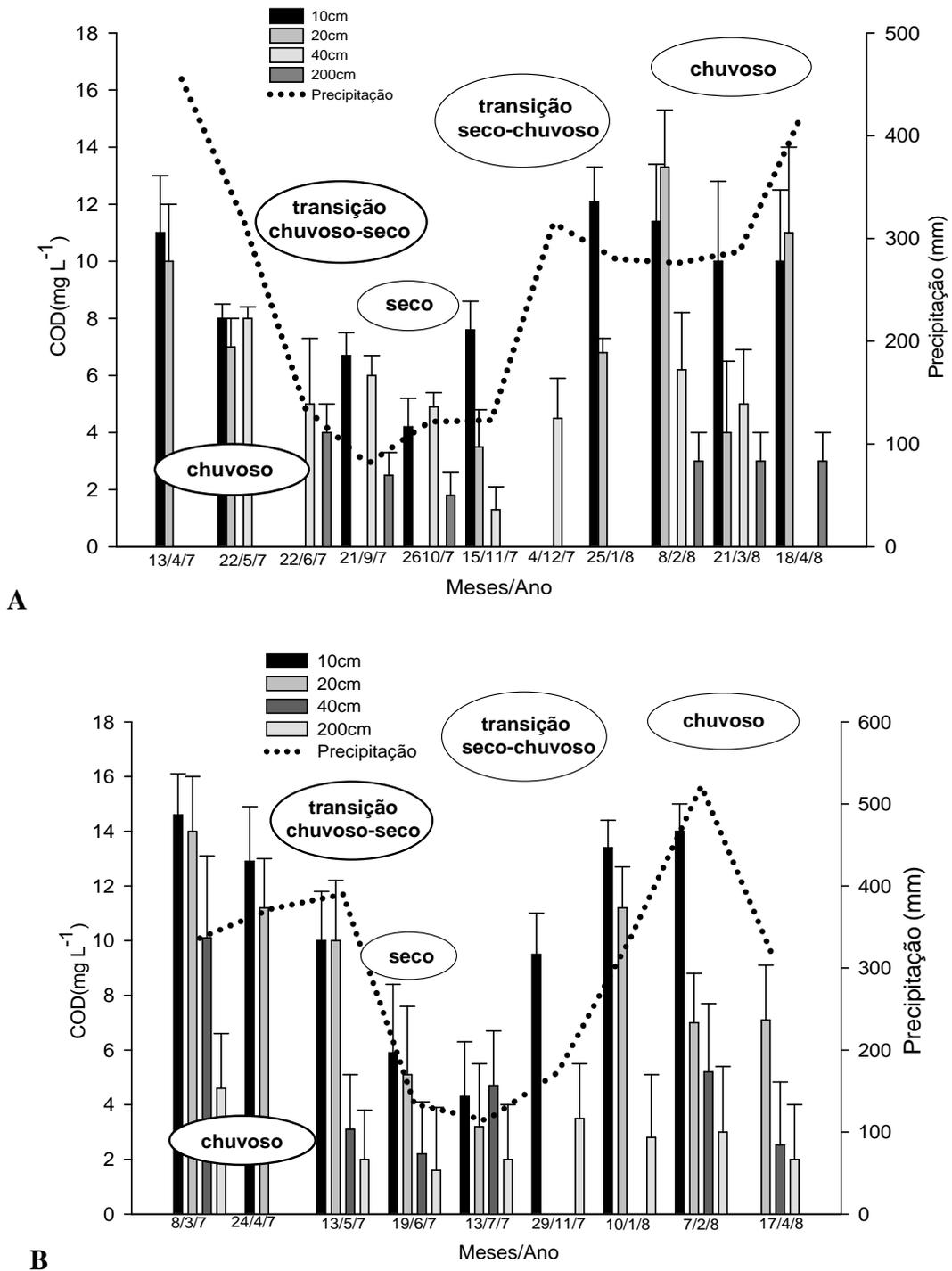


Figura 9. Variação do COD em função da sazonalidade em Floresta Primária (A) e Pastagem (B).

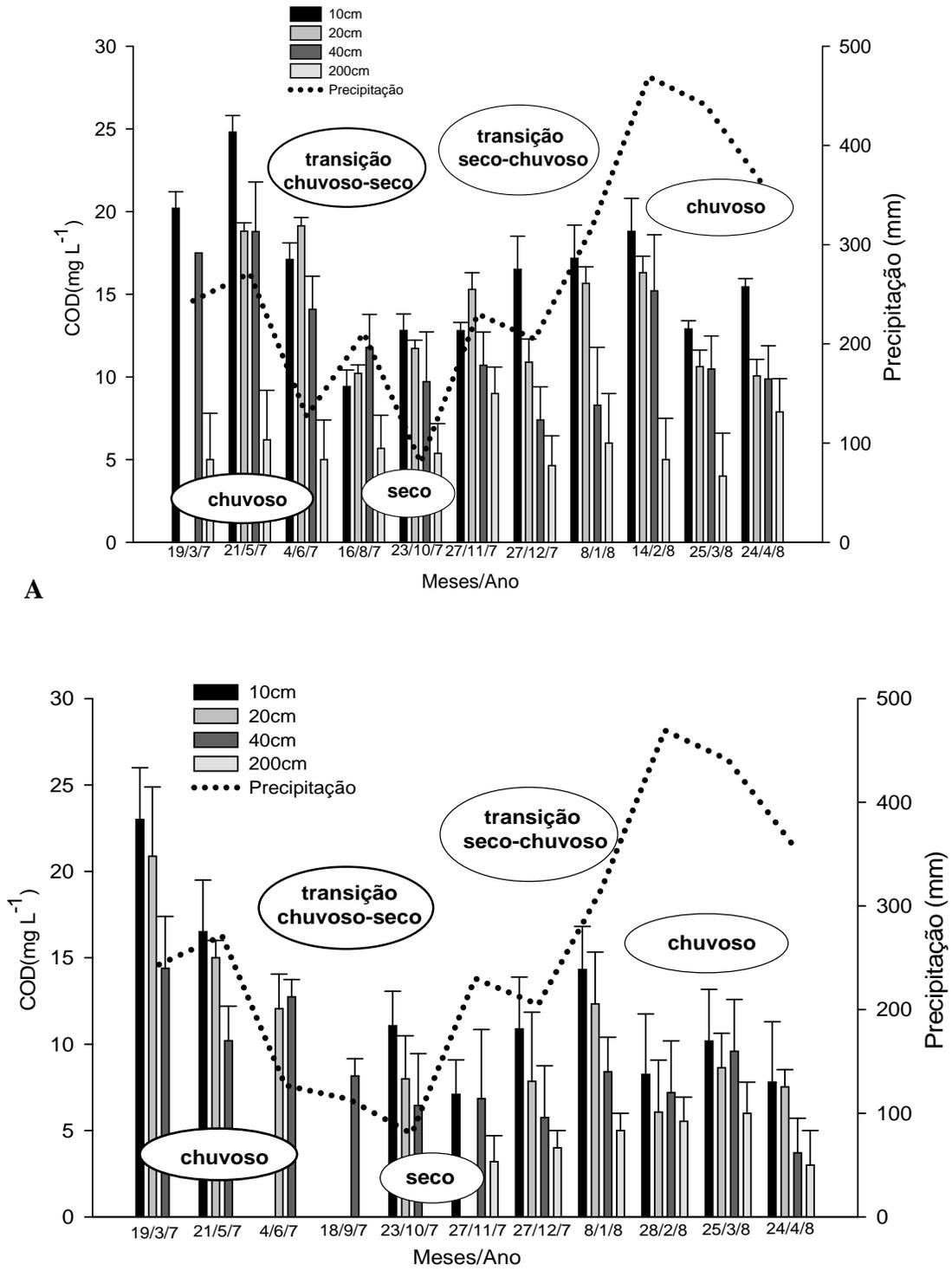


Figura 10. Variação do COD em função da sazonalidade em Sistema Agroflorestal (A) e Capoeira (B).

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.

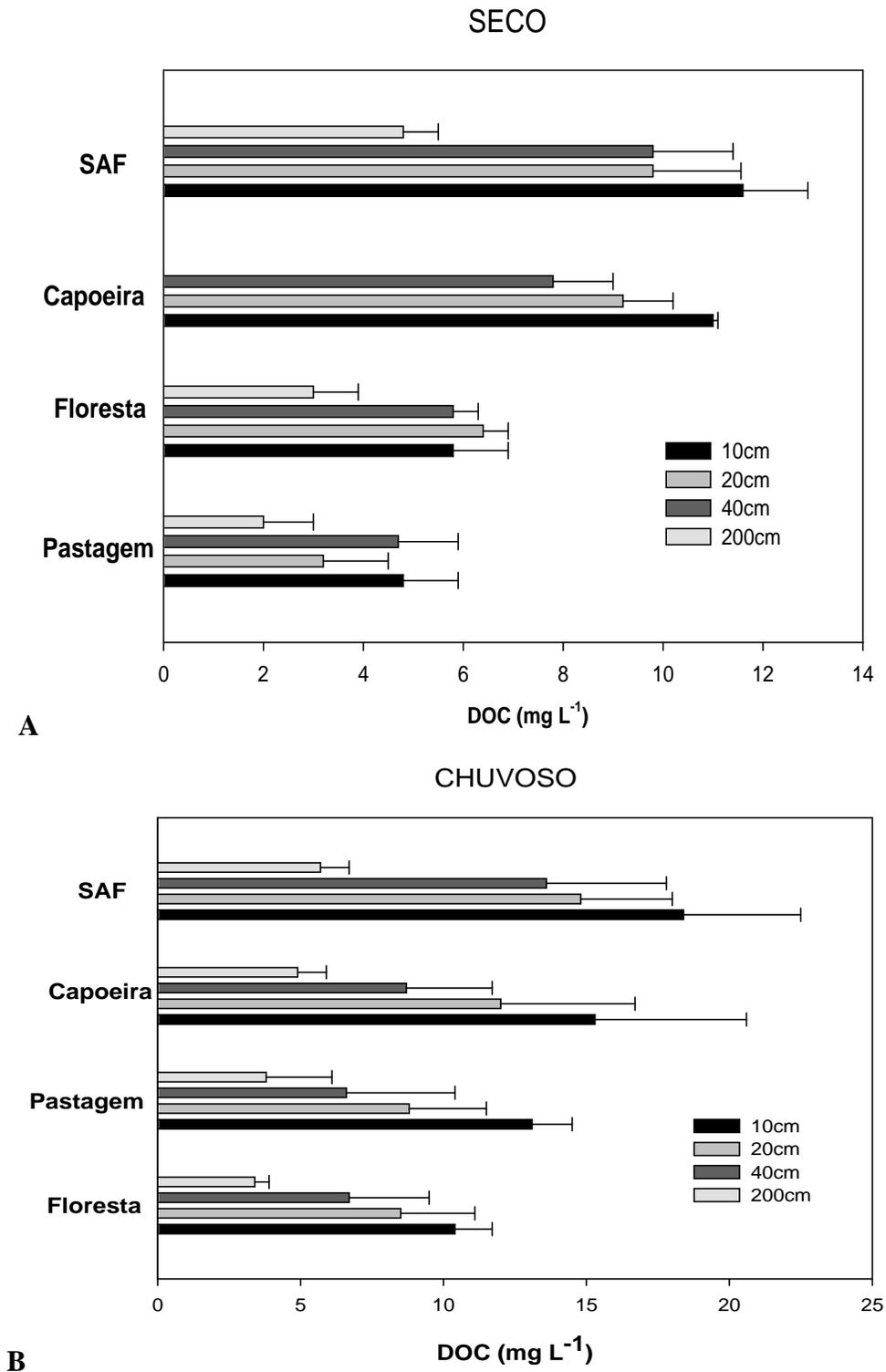


Figura 11. Variação do COD em função da sazonalidade (seco e chuvoso).

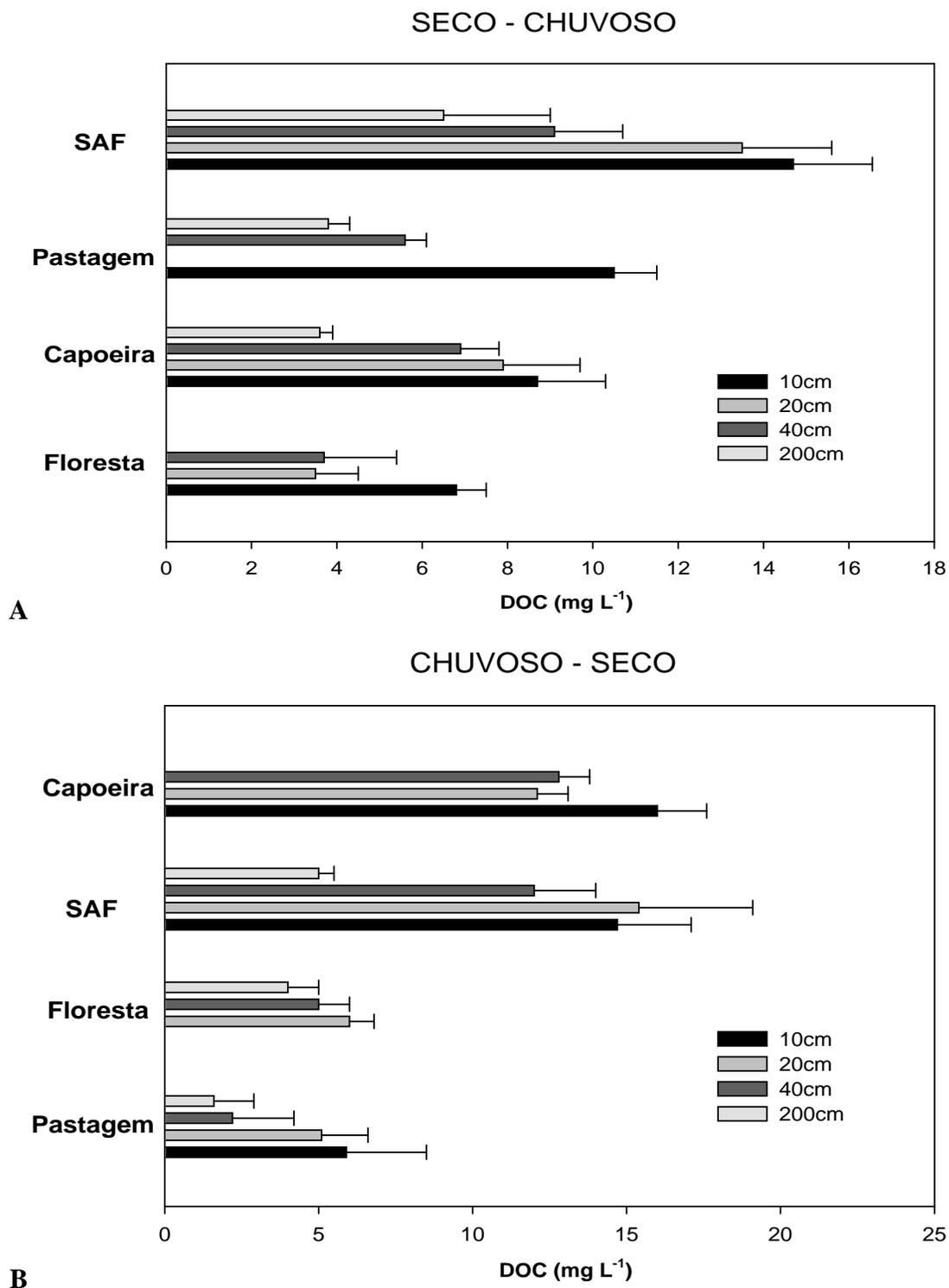


Figura 12. Variação do COD em função da sazonalidade (seco-chuvoso; chuvoso-seco)

### **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).

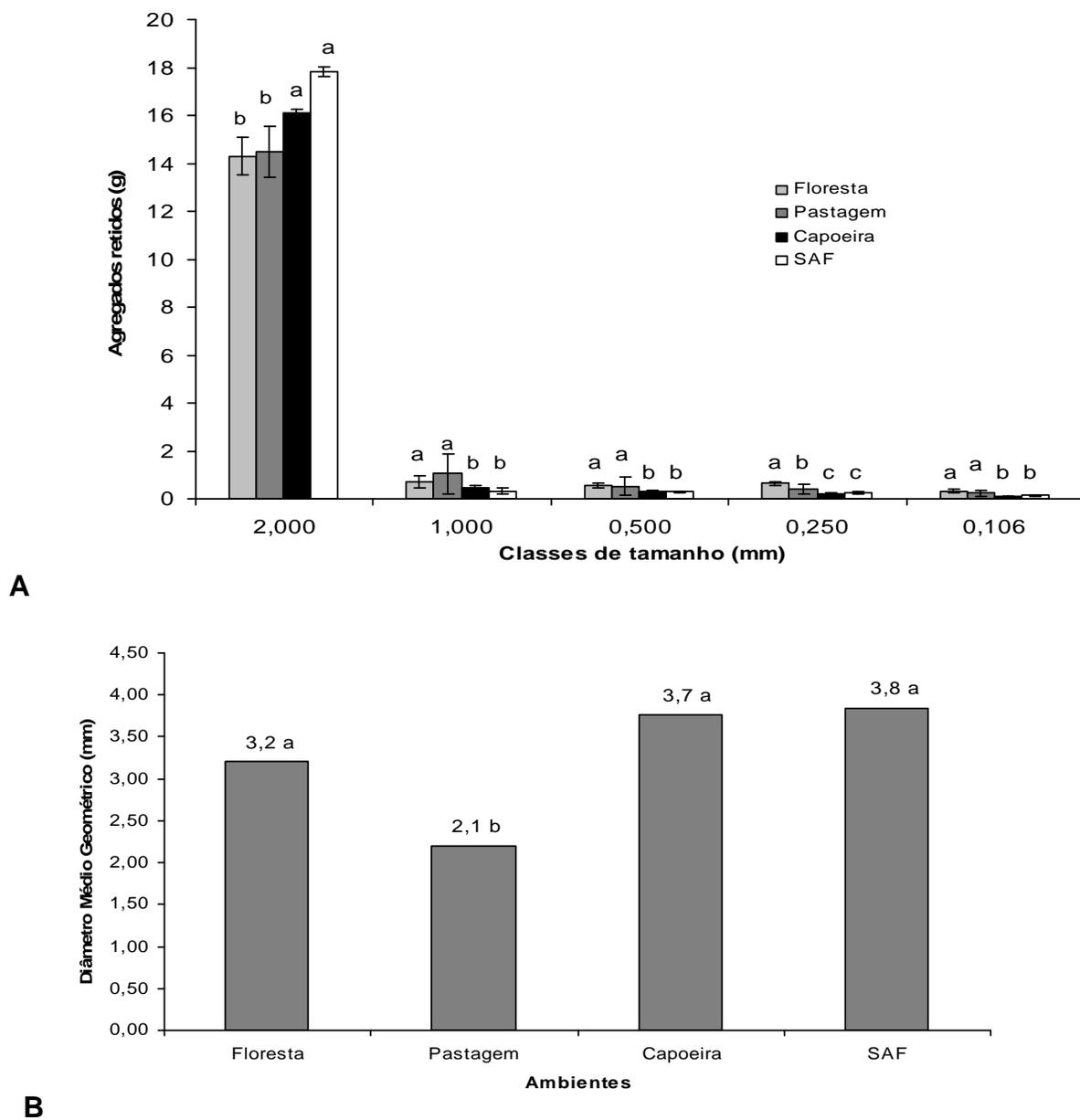


Figura 13. Valores médios geométricos das massas de agregados retidos em diferentes classes de tamanho (A) seguido do diâmetro médio dos agregados (B) nos diferentes ambientes. A letra compara os diferentes ambientes dentro de cada intervalo de classe ( $p < 0,05$ ); teste Tukey HSD 5%.

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.; Saggart, 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 Espodosolo, 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.

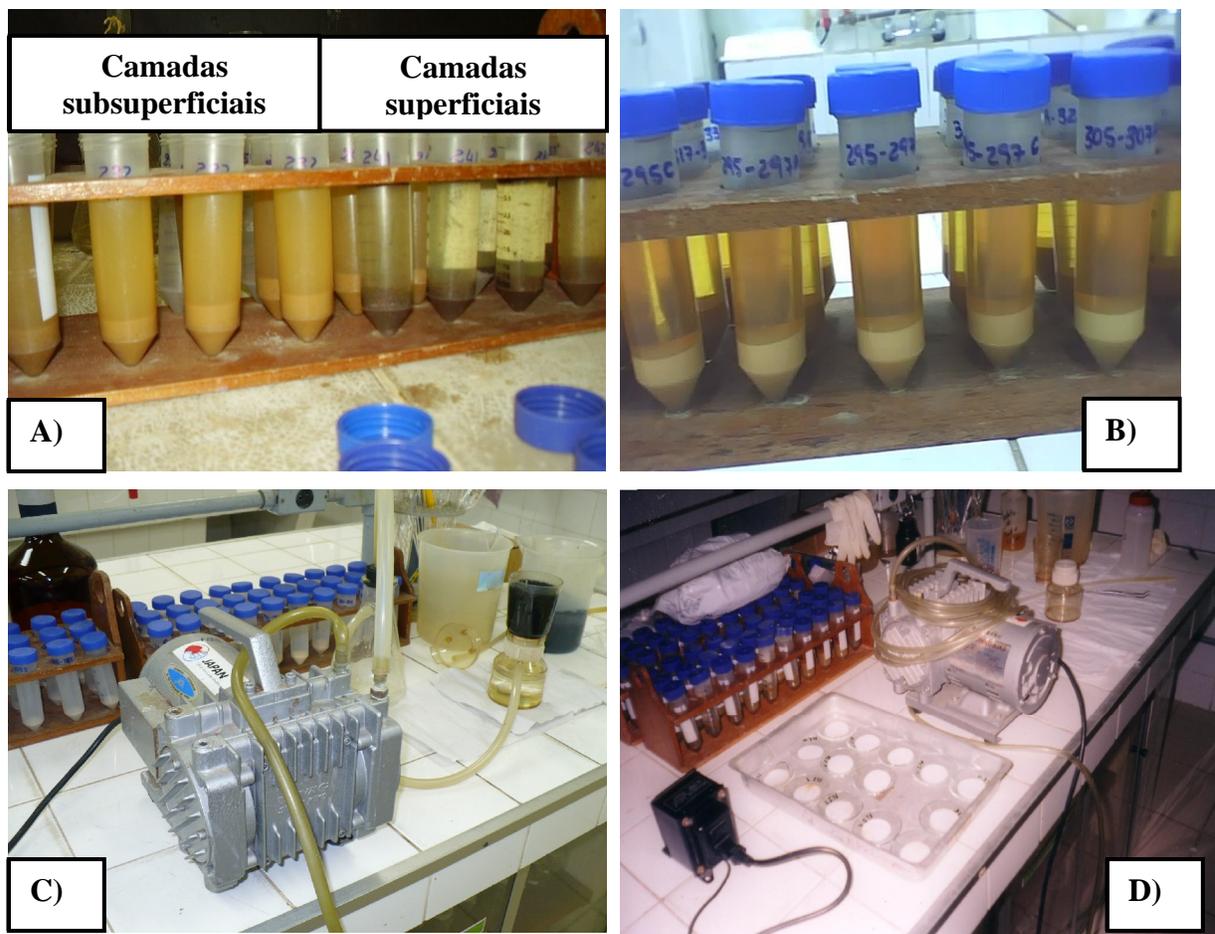


Figura 2. Amostras das camadas superficiais e subsuperficiais (2A) para extração da fração orgânica das amostras em repouso (2B) através da bomba de vácuo (2C) e pesagem dos filtros (2D).

### 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.

#### 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

##### Características físicas dos solos ao longo do gradiente topográfico

A topografia do transecto incluído no presente estudo apresenta uma seqüência de platô, encosta e baixio (Ferraz *et al.*, 1998; Luizão *et al.*, 2004). As Figuras 3 e 4 apresentam os resultados das análises físicas. A análise granulométrica (Figura 3) revelou no solo do platô teores de argila de 68,7 % na superfície e de 85,2 % a 2 m de profundidade, indicando uma textura muito argilosa. A encosta apresenta uma textura média na superfície com 30,1 % de argila, aumentando em profundidade até 46,4 % de argila, caracterizando uma textura argilosa. O baixio apresenta uma dinâmica diferente, contendo teor de argila e areia na ordem de 1,0 % e 98,3 % respectivamente.

Os solos do ambiente estudado são classificados como: Latossolo Amarelo distrófico, textura muito argilosa (LAd), no platô, Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico textura argilosa (PVAd), na encosta, e Espodossolo Cárbico Hidromórfico típico, no baixio (EMBRAPA, 1999).

O Latossolo característico desse ambiente é profundo, com diferenciação pouco nítida entre os seus horizontes, ausência de cerosidade, textura argilosa na superfície e muito argilosa em profundidade, com transição difusa nos horizontes subsuperficiais, estrutura fortemente desenvolvida, grande estabilidade dos agregados, alta retenção de água no solo e alta condutividade hidráulica e infiltração. Na encosta, o Argissolo apresenta um teor de argila maior nos horizontes subsuperficiais do que nos superficiais, pouca cerosidade, poroso, maior teor da fração areia nos horizontes na superfície e a 2,0 m, baixa retenção de água no solo, boa infiltração e condutividade, estrutura fraca a moderada e ligeiramente dura e com maior existência de poros grandes. No baixio, encontra-se o Espodossolo que apresenta iluviação da matéria orgânica concentrada no horizonte espódico a 120 cm de profundidade, como grãos simples ou maciça e sem grau de desenvolvimento. O horizonte B espódico apresenta partículas de areia, com revestimento de matéria orgânica, de consistência firme nas partes cimentada. A parte endurecida do

horizonte é constituída por matéria orgânica, alumínio e ferro, apresentando consistência quando úmido muito firme ou extremamente firme (EMBRAPA, 1999).

Os sedimentos terciários da Formação Alter do Chão formam areias e argilas cujos principais constituintes são minerais resistentes como caulinita, quartzo e pequenas quantidades de óxidos de ferro e alumínio (Chauvel *et al.* 1987). Os sedimentos arenosos do Pleistoceno formam depósitos profundos de areias quartzosas brancas, sobre as quais formam-se os Espodossolos.

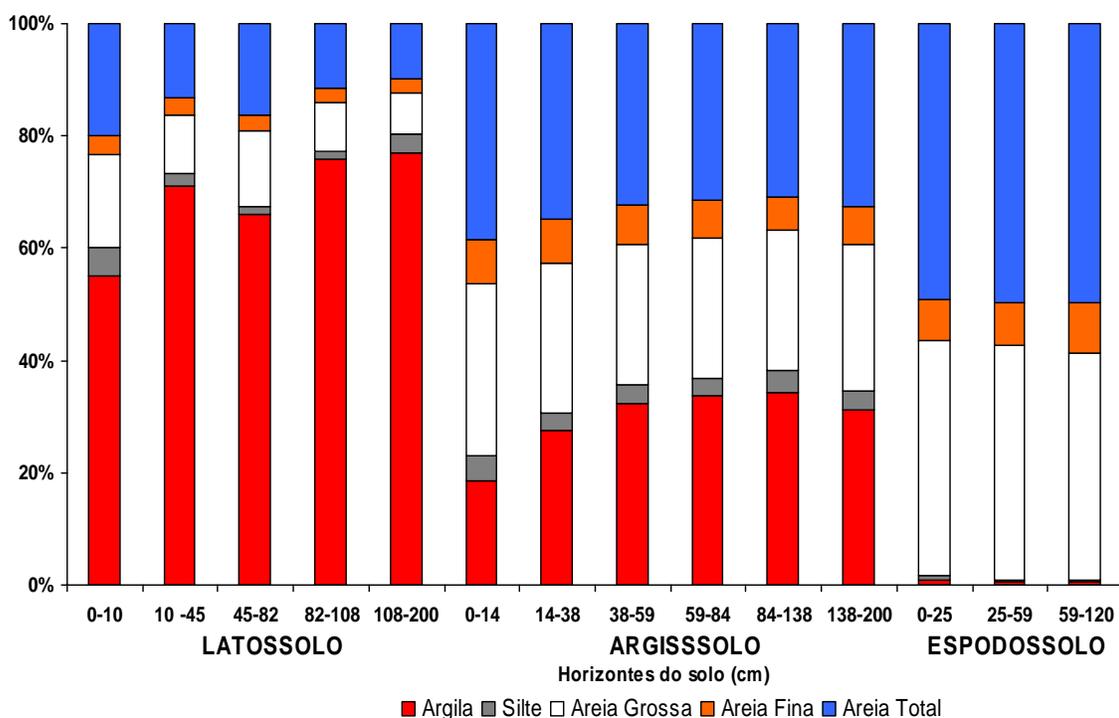


Figura 3. Distribuição granulométrica (%) dos solos, nos diferentes horizontes dos solos e posições topográficas na bacia hidrográfica Asú, na Reserva Biológica do Cueiras/ZF2 (Floresta Primária)

O fracionamento dos poros do solo (Figura 4) mostra que esses solos são altamente porosos com até 55%, 54% e 48% de porosidade total, no platô, encosta e baixio, respectivamente. Entretanto, há um predomínio de 42% a 47% poros pequenos ( $\phi < 0,05$  e  $0,0002$  mm) nos solos argilosos (platô), aumentando em profundidade, acarretando em uma retenção maior de carbono na fração pesada. Nos solos da encosta (Figura 4), percebe-se

um aumento na macroporosidade variando de 12 % a 22 %, contrastando com os solos do platô que alcançam no máximo 12 % de poros grandes ( $\phi > 0,05$  mm), na camada superficial. Isso implica em uma possibilidade maior de acúmulo de carbono orgânico nos solos da encosta. Os solos do baixio apresentaram um aumento acentuado na macroporosidade (33 % a 39 %), em função do aumento das partículas grossas (Figura 3), sendo possível a fácil translocação carbono orgânico do solo.

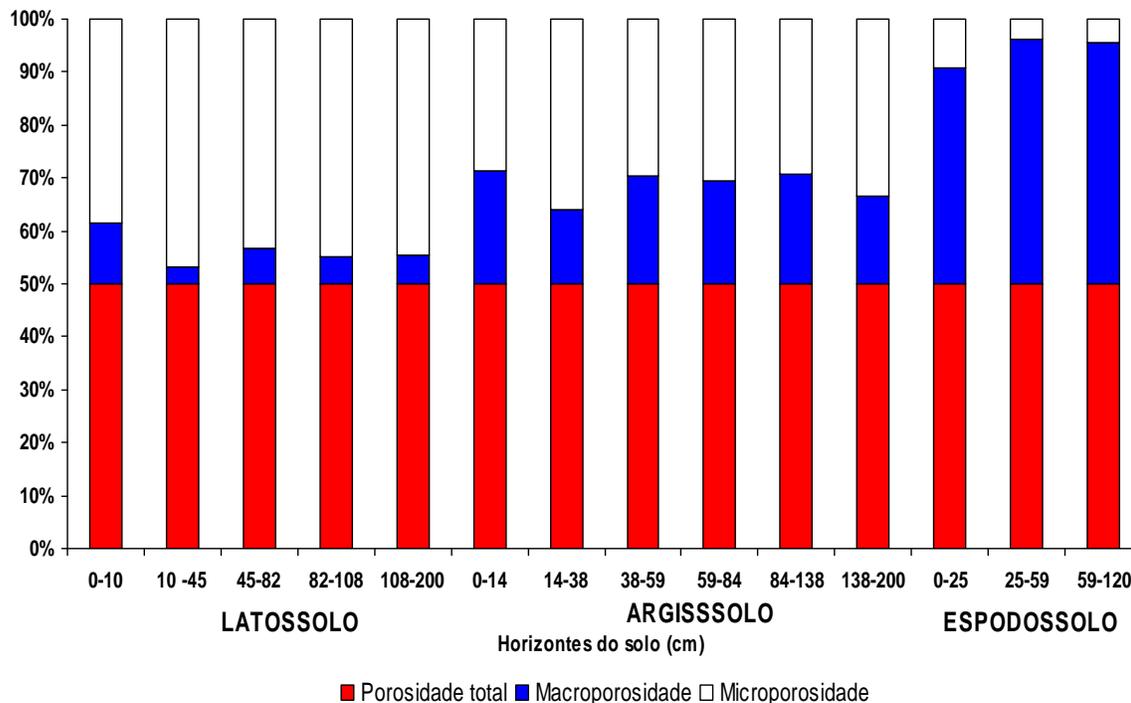


Figura 4. Fracionamento dos poros dos solos (%), nos diferentes horizontes e posições topográficas em Bacia Hidrográfica na Reserva Biológica do Cueiras/ZF2 (Floresta Primária).

A densidade do solo apresenta um gradativo aumento em profundidade, oscilando de  $1,04 \text{ g kg}^{-1}$  a  $1,26 \text{ g kg}^{-1}$  no platô, aumentando na encosta para  $1,35 \text{ g kg}^{-1}$  a  $1,51 \text{ g kg}^{-1}$  e no baixio alcançando valores de  $1,52 \text{ g kg}^{-1}$  a  $1,68 \text{ g kg}^{-1}$  (Tabela 2). Esses resultados interferem diretamente nos estoques de carbono do solo que são proporcionais, em profundidade, a aumentos de densidade e espessura da camada de solo, já que nesses solos não há aumentos acentuados de COS.

### **Fracionamento da Matéria Orgânica do Solo (FMOS)**

Na Tabela 1 são apresentados os teores de carbono ( $\text{gkg}^{-1}$  solo) das frações leves livre (C-FLL), frações leve intra-agregada (C-FLI) e frações pesadas (C-argila, C-areia e C-silte) da MOS ao longo do gradiente topográfico em área de Floresta Primária (Reserva Biológica do Cuieiras)/ZF2. Os índices de recuperação do C nas diferentes frações variaram 76% a 100% do total do carbono do solo. Esses valores refletem o adequado desempenho do procedimento, apesar das varias etapas que a amostra é submetida durante o fracionamento, estando dentro dos limites adequados para esse tipo de estudo (Freixo et al., 2002).

Os teores de carbono nas camadas superficiais do solo (0-5, 5-10, 10-20 e 20-40 cm) contidos nas frações leves foram mais altos do que nas frações pesadas (Tabela 1); entretanto, em profundidade ocorreu o inverso na fração C-argila, onde o carbono dessa fração foi superior tanto às frações C-FLL e C-FLI quanto às outras duas frações pesadas (C-areia e C-silte). Apesar do carbono orgânico diminuir em profundidade, o aumento no teor de argila estabiliza o carbono que existe em profundidade.

No geral, os teores de carbono nas frações obtidas ao longo do gradiente topográfico diminuíram em profundidade, indicando que as frações dos horizontes superficiais são mais enriquecidas em carbono, devido à maior proximidade do local de acúmulo de resíduos orgânicos (Tabela 1). As camadas superficiais (0-5, 5-10, 10-20 e 20-40 cm) diferiram significativamente quanto ao carbono do solo ( $p < 0,001$ ;  $F = 23,63$ ) das subsuperficiais (40-60 cm, 60-80 cm, 80-100 cm, 100-160 cm e 160-200 cm) (Tabela 1).

Os teores de carbono na fração leve livre variaram entre 0,1 a 26,2  $\text{g kg}^{-1}$  solo (Latosolo/platô), 0,06 a 34,3  $\text{g kg}^{-1}$  solo (Argissolo/encosta) e 0,9 a 43,1  $\text{g kg}^{-1}$  solo (Espodossolo/baixio). Na fração leve intra-agregada os valores foram menores, variando de 0,02 a 0,60  $\text{g kg}^{-1}$  solo (Latosolo), de 0,02 a 2,6  $\text{g kg}^{-1}$  solo (Argissolo) e de 0,1 a 10,6  $\text{g kg}^{-1}$  solo (Espodossolo). Solos localizados em florestas de clima tropical geralmente apresentam muita atividade biológica, proporcionando aumento na fração leve livre, sendo

dependente da taxa de decomposição, que é controlada pela recalitrância primária da liteira (von Lutzow et al., 2006)

Os maiores teores de carbono na fração intra-agregada (Tabela 1) nos solos do platô e encosta estão diretamente relacionados com a maior agregação desses solos na superfície, enquanto que os aumentos da fração C-FLI no solo do baixio estão diretamente relacionados à atuação das raízes e folhas depositadas na superfície, formando uma rede de proteção mecânica da matéria orgânica. Diferenças na estabilidade e composição do carbono que compõe as frações intra-agregadas são supostamente resultados da recalitrância e mecanismo de proteção da agregação do solo (John et al., 2005; Yamashita et al., 2006)

Tabela 1. Teores de carbono orgânico ( $\text{g kg}^{-1}$  solo) nas frações físico-densimétricas de amostras coletadas em diversas profundidades em três posições topográficas em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2). Os valores representam a média de cinco perfis por posição topográfica (N=5).

SOLO	Prof. (cm)	C-FLL	C-FLI	C-Argila	C-Areia	C-Silte	R(%)
LATOSSOLO (Plato)	0-5	26,20 a $\pm$ 14	1,03 a $\pm$ 1,0	11,64 a $\pm$ 1,4	2,83 a $\pm$ 2,1	1,79 ab $\pm$ 2,6	99,1
	5-10	11,84 ab $\pm$ 4	0,76 a $\pm$ 0,3	16,82 b $\pm$ 9,3	2,10 ab $\pm$ 0,7	4,50 a $\pm$ 1,9	101,7
	10-20	4,76 b $\pm$ 1,2	0,60 a $\pm$ 0,3	7,67 bc $\pm$ 0,8	0,47 ab $\pm$ 0,1	3,27 ab $\pm$ 0,9	95,4
	20-40	1,66 b $\pm$ 0,5	0,48 a $\pm$ 0,2	6,25 cd $\pm$ 3,0	0,23 b $\pm$ 0,0	1,27 ab $\pm$ 0,4	95,4
	40-60	0,50 b $\pm$ 0,1	0,09 a $\pm$ 0,1	5,01 cd $\pm$ 1,2	0,15 b $\pm$ 0,0	0,84 b $\pm$ 0,4	87,2
	60-80	0,36 b $\pm$ 0,1	0,07 a $\pm$ 0,0	4,01 cd $\pm$ 1,6	0,14 b $\pm$ 0,0	0,36 b $\pm$ 0,1	87,4
	80-100	0,15 b $\pm$ 0,1	0,02 a $\pm$ 0,0	3,75 cd $\pm$ 1,2	0,13 b $\pm$ 0,0	0,21 b $\pm$ 0,1	91,9
	100-160	0,24 b $\pm$ 0,2	0,02 a $\pm$ 0,0	2,16 d $\pm$ 0,5	0,20 b $\pm$ 0,2	0,44 b $\pm$ 0,2	84,0
160-200	0,16 b $\pm$ 0,1	0,02 a $\pm$ 0,0	1,81 d $\pm$ 0,7	0,05 b $\pm$ 0,0	0,19 b $\pm$ 0,0	82,0	
ARGISSOLO (Encosta)	0-5	34,34 a $\pm$ 13,8	2,60 a $\pm$ 0,8	3,46 bc $\pm$ 0,6	1,72 a $\pm$ 1,5	1,60 bc $\pm$ 1,5	105,1
	5-10	6,63 b $\pm$ 4,2	1,2 b $\pm$ 0,4	5,26 ab $\pm$ 1,5	0,89 ab $\pm$ 0,2	3,85 a $\pm$ 1,1	91,2
	10-20	4,07 b $\pm$ 2,4	0,92 bc $\pm$ 0,3	4,90 ab $\pm$ 1,2	0,72 ab $\pm$ 0,1	2,78 ab $\pm$ 0,8	91,8
	20-40	2,12 b $\pm$ 1,0	0,36 bcd $\pm$ 0,3	5,81 a $\pm$ 1,5	0,49 ab $\pm$ 0,1	1,05 bc $\pm$ 0,6	91,8
	40-60	0,76 b $\pm$ 0,2	0,16 cd $\pm$ 0,0	3,42 bc $\pm$ 0,7	0,54 ab $\pm$ 0,2	0,73 c $\pm$ 0,2	93,1
	60-80	0,76 b $\pm$ 0,4	0,09 cd $\pm$ 0,0	2,61 c $\pm$ 0,5	0,26 b $\pm$ 0,0	0,27 c $\pm$ 0,2	98,5
	80-100	0,34 b $\pm$ 0,2	0,04 d $\pm$ 0,0	2,18 c $\pm$ 0,3	0,25 b $\pm$ 0,0	0,16 c $\pm$ 0,1	93,8
	100-160	0,06 b $\pm$ 0,1	0,02 d $\pm$ 0,0	1,81 c $\pm$ 0,1	0,21 b $\pm$ 0,0	0,18 c $\pm$ 0,1	92,2
160-200	0,06 b $\pm$ 0,1	0,04 d $\pm$ 0,0	1,31 c $\pm$ 0,1	0,17 b $\pm$ 0,0	0,08 c $\pm$ 0,0	93,2	
ESPODOSSOLO (Baixio)	0-5	43,10 a $\pm$ 9,4	10,60 a $\pm$ 7,4	1,84 a $\pm$ 1,0	2,19 a $\pm$ 0,5	2,22 a $\pm$ 1,7	92,1
	5-10	24,49 ab $\pm$ 13,4	8,33 a $\pm$ 4,6	0,58 b $\pm$ 0,5	0,72 b $\pm$ 0,1	0,36 b $\pm$ 0,8	95,0
	10-20	9,39 bc $\pm$ 8,9	2,49 c $\pm$ 2,1	0,49 b $\pm$ 0,5	0,53 b $\pm$ 0,2	0,93 b $\pm$ 0,7	77,7
	20-40	3,96 bc $\pm$ 3,3	0,47 d $\pm$ 0,8	0,30 b $\pm$ 1,2	1,30 a $\pm$ 0,2	0,32 b $\pm$ 0,4	86,0
	40-60	1,54 c $\pm$ 1,2	0,14 d $\pm$ 0,4	0,30 b $\pm$ 0,1	1,36 a $\pm$ 1,0	0,28 b $\pm$ 0,2	78,0
	60-80	0,93 c $\pm$ 0,6	0,18 d $\pm$ 0,1	0,20 b $\pm$ 0,3	1,15 a $\pm$ 0,8	0,13 b $\pm$ 0,1	61,7
	80-100	1,25 c $\pm$ 0,8	0,22 d $\pm$ 0,1	0,10 b $\pm$ 0,4	1,26 a $\pm$ 0,7	0,55 b $\pm$ 0,5	76,6

Valores obtidos (N = 5) para FLL = fração leve livre; FLI = fração leve intra-agregada; Fargila = fração argila; Fareia = fração areia; Fsilte = fração silte; R = taxa de recuperação. Comparações entre as médias feita pelo teste Tuckey (HSD). Valores seguidos da mesma letra numa mesma coluna não são significativamente diferentes pela Teste F da análise de variância ( $p=0,05$ ).

Nas frações pesadas, os valores encontrados foram mais reduzidos do que na fração C-FLL (Tabela 1), variando na fração C-argila de 1,8 a 16,8 g kg<sup>-1</sup>solo (Latossolo), 1,3 a 5,8 g kg<sup>-1</sup>solo (Argissolo) e 0,1 a 1,8 g kg<sup>-1</sup>solo (Espodossolo), na fração C-areia de 0,0 a 2,8 g kg<sup>-1</sup>solo (Latossolo), de 0,1 a 1,7 g kg<sup>-1</sup>solo (Argissolo) e de 0,5 a 2,1 g kg<sup>-1</sup>solo (Espodossolo) e por fim na fração C-silte com valores de 0,2 a 4,5 g kg<sup>-1</sup>solo (Latossolo), de 0,1 a 3,8 g kg<sup>-1</sup>solo (Argissolo) e de 0,1 a 2,2 g kg<sup>-1</sup>solo (Espodossolo)

A maior parte do CO do solo presente nas camadas superficiais está associada à fração leve (C-FLL), em torno de 26 % a 57 % (Latossolo), 20 % a 90 % (Argissolo) e de 49 % a 66 % (Espodossolo) (Figuras 5 A,B,C). Em contrapartida, o carbono presente na fração pesada (C-argila) foi responsável por 66 % a 80 % (Latossolo), 56 % a 74 % (Argissolo) e de 0,5 % a 2,5 % (Espodossolo) do CO do solo, aumentando sua contribuição em profundidade, à exceção no Espodossolo, onde o carbono está diretamente influenciado pela fração C-areia, em profundidade. Estudos realizados em Latossolos argilosos, de baixa fertilidade localizado em região tropical (Guggenberger et al., 1995; Rangel et al., 2007) encontraram porcentagens de C-areia, C-silte e C-argila variando de 2-4 %, 39-45 % e 51-59 % do CO do solo, valores esses próximos aos encontrados neste estudo.

As maiores proporções de CO nas frações argila, areia e silte em profundidade é um comportamento que ocorre em solos manejados. Rangel et al. (2007) relatam aumentos dessas frações nas camadas superficiais (0-10 cm) após o uso intensivo do solo com café, após a retirada da vegetação nativa. Essa tendência demonstra que qualquer alteração na cobertura florestal estudada, promoveria um aumento gradativo do CO nas frações granulométricas mais finas desses solos (C-argila e C-silte), tanto na superfície quanto em profundidade. Além disso, aumento de CO nas frações pesadas significa dizer uma menor quantidade de formas de CO prontamente disponíveis aos microorganismos, frações essas mais relacionadas à C-FLL e C-areia (Rangel & Silva, 2007).

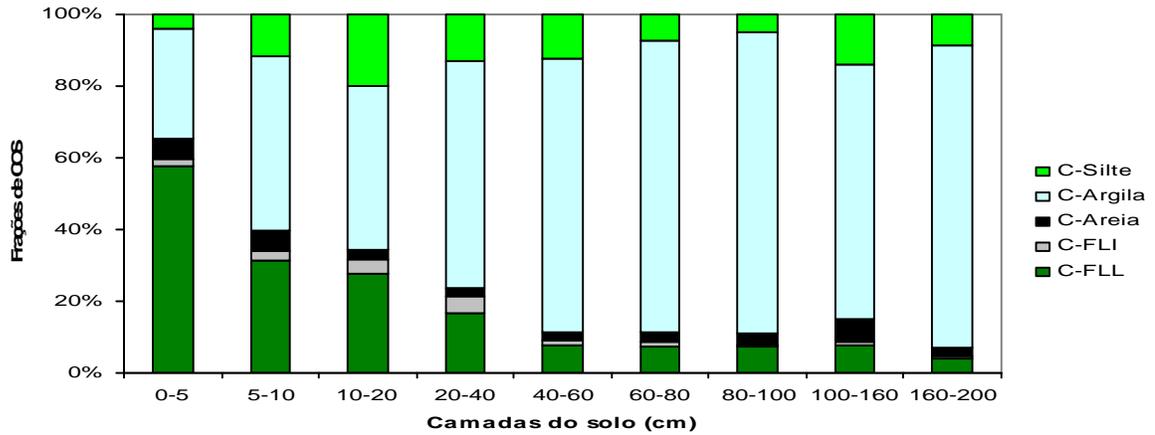
Esses resultados confirmam que o carbono presente em Floresta Primária sobre solos argilosos a muito argilosos, como Latossolo (Platô) e Argissolo (Encosta), está

armazenado em dois principais compartimentos: na superfície, contido na fração C-FLL (fração lábil) e em profundidade na pesada C-argila. Já no caso de solos arenosos (Espodosolo), sua dinâmica é diretamente influenciada pela fração C-FLL (na superfície) e em profundidade pela fração pesada C-areia.

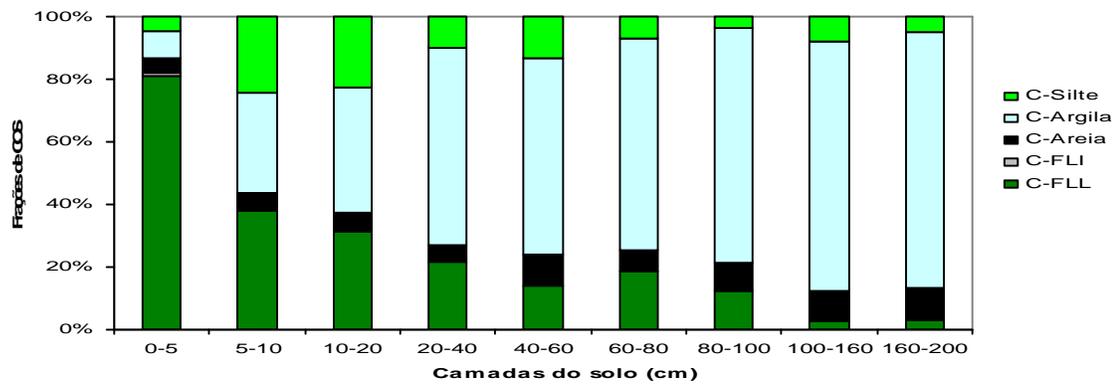
No caso das camadas superficiais que são constituídas por frações mais lábeis (Tabela 1), a estruturação do solo representada pela alta porosidade (macroporosidade) (Figura 4) faz com que o carbono esteja disponível nessas frações. Esses resultados sugerem a necessidade de preservação dessas florestas, pois alterações nessa cobertura vegetal reduziria o carbono contido, já que a fração C-FLL, na superfície, é responsável por 26 % a 90 % do carbono contido no solo (Figuras 5 A, B e C). Um exemplo típico dessa situação é a conversão de floresta para pastagem ocasionando decréscimo nos estoques de carbono total na ordem de 40-60 % (Guo & Gifford, 2002).

Analisando as variações ocorridos na dinâmica do carbono em função da variação do gradiente topográfico (Figuras 5 A, B e C), percebe-se que o Argissolo (Figura 3 B) situado na encosta da paisagem, apresentou teores de CO do solo maiores do que o Latossolo (platô) em todas as frações (Figura 5 A).

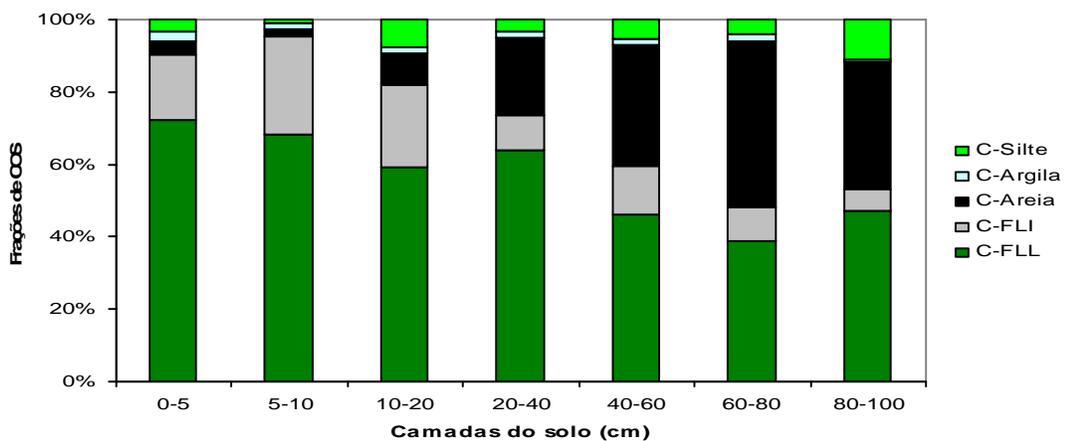
Por outro lado, o Latossolo apresentou valores maiores de CO na fração C-argila, sendo explicado em função da textura argilosa a muito argilosa nos solos do platô, diferenciando-os dos solos da encosta que apresentam uma textura de média a argilosa (Figura 3). O acúmulo de CO na fração pesada, como resposta da interação positiva entre as partículas e a MOS, é bem explicado na literatura para solos argilosos (Christensen, 2000). A maior intensidade de partículas finas no platô dos solos desse tipo de floresta tropical estabiliza e protege o carbono orgânico.



A



B



C

Figura 5. Percentagem do carbono orgânico nas frações leve livre (C-FLL), leve intra-agregada (C-FLI) e pesadas (C-Areia, C-Argila e C-Silte) nas diferentes profundidades dos solos situados no Platô (A), Encosta (B) e Baixo (C) em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2).

Canellas et al., (2000) relata que a posição no gradiente topográfico influencia a dinâmica da água, que, por sua vez, determina os teores das frações da matéria orgânica, principalmente das frações leve livre e leve intra-agregada, que são transportadas pelo fluxo lateral e vertical de água no relevo. Ainda os mesmos autores salientam que a distribuição do C orgânico total ao longo de uma topossequência diminui em profundidade, independentemente da posição do perfil no relevo, fato ocorrido neste estudo (Tabela 1).

As camadas superiores dos solos argilosos (0-5cm, 5-10cm e 10-20 cm) apresentaram teores de carbono orgânico total (COT) de 3,38 %, 2,72 % e 1,70 % (Latossolo) e 3,15 %, 2,0 % e 1,56 % (Argissolo). Em profundidade, obtiveram-se teores de 0,27 % a 0,76 % e de 0,17 % a 0,83 %, sendo no Latossolo e Argissolo, respectivamente.

Os teores de nitrogênio total (Nit) seguiram a mesma tendência do COT, decrescendo drasticamente em profundidade com teores compreendidos entre 0,02 % a 0,31 % (Latossolo) e 0,01 % a 0,30 % (Argissolo) (Tabela 2). Esses valores são característicos dessas classes de solos. As concentrações de nitrogênio do solo foram altas nas primeiras camadas do solo, decrescendo em profundidade, como já são característicos em solos amazônicos (Chauvel et al., 1987). Os altos teores de nitrogênio nas camadas superficiais estão associados à MOS, à atividade biológica e alta intensidade de mineralização (Luizão et al., 2004)

A dinâmica do CO no solo do baixio (Espodossolo) (Figura 5C), caracterizado por 98 % de areia (Figura 3), apresentou diferenciação dos outros solos da topossequência, tendo uma forte relação do carbono com as frações C-FLL (superfície) e fração C-areia (em profundidade). Essa tendência concorda com o exposto por Roscoe & Machado (2002), que relatam a maior proporção de carbono na fração areia, em solos arenosos, enquanto que nos solos mais argilosos (Latossolo/Argissolo) (Figura 5A e B) as frações mais finas interagem fortemente com a MOS e retém o COS.

A porcentagem de CO nas frações mais labéis do solo nas camadas superficiais (0-5 cm, 5-10, 10-20 e 20-40 cm) são superiores aos outros tipos de solos situados na porção

superior (Latossolo) e terço médio (Argissolo) do gradiente topográfico. Os aumentos do CO na fração FLL do baixo a 100 cm de profundidade podem ser explicados pela elevação do lençol freático e, conseqüente, interferência do horizonte espódico, diagnóstico, desses solos. Um outro ponto é que o material orgânico é facilmente lixiviado ao longo do perfil, acumulando em profundidade, originando o horizonte diagnóstico desses solos que é o horizonte espódico, diferenciando-os dos Neossolos Quartzarênicos. Observaram-se teores elevados de COS nas camadas superficiais do baixo, variando de 2,0 % a 5,5 %, decrescendo bruscamente a partir de 20 cm profundidade até um teor de 0,5 % (Tabela 2).

Apesar da fração areia apresentar reduzida superfície específica e densidade de carga superficial (Christensen, 1992), não foram encontrados baixos teores de Corg. do solo associados a esta fração, já que este tipo de solo apresenta pouco ou nenhum material orgânico fortemente ligado, sendo pobre em complexos organominerais. Uma explicação para este comportamento é que o solo é submetido a uma taxa de reposição de resíduos orgânicos elevada, mesmo que diminua em alguma época do ano. Além disso, a presença de raízes finas e liteira (Figura 6) formando camadas de até 20 cm de profundidade, favorecem a retenção e abastecimento de COS. Esses resultados discordam dos obtidos por Luizão et al. (2004) e Souza (2004). Essas diferenças podem ser explicadas em função da dinâmica das áreas de baixo, pois sofrem influência das flutuações do lençol freático e ação das raízes finas na superfície do solo, disponibilizando o carbono em maiores concentrações nas camadas superficiais.

Uma outra explicação para os elevados teores de carbono no baixo estão relacionados ao aporte contínuo de resíduos orgânicos via queda da liteira e deslocamento de material orgânico da vertente (pela inclinação e ação da gravidade), sobre o solo, permite uma reposição em curto espaço de tempo, fazendo com que o CO do solo esteja disponível em torno de 42 % a 66 % na fração C-FLL (superfície do solo) e de 1 % a 24 % nas frações mais pesadas (C-argila, C-areia e C-silte).

Souza (2004) estudando um solo arenoso (Neossolo Quartzarênico) da Amazônia Central obteve teores de CO na fração FLL e pesada, em áreas alteradas, variando na FLL de  $0,6 \text{ g kg}^{-1}$  a  $1,9 \text{ g kg}^{-1}$  e na pesada de  $7,3 \text{ g kg}^{-1}$  a  $10,9 \text{ g kg}^{-1}$ , contrastando com os teores aqui encontrados que foram de  $0,93 \text{ g kg}^{-1}$  a  $43,10 \text{ g kg}^{-1}$  (FLL) e de  $0,10 \text{ g kg}^{-1}$  a  $2,22 \text{ g kg}^{-1}$  na fração pesada, demonstrando a ação da floresta em manter o COS.



Figura 6. Presença de redes de raízes finas e médias que retém liteira fina e grossa nas camadas superficiais do solo.

Os maiores teores de Corg. na fração pesada encontrado por Souza (2006) são reflexos da alteração no manejo do solo, ocasionado um imediato aumento do Corg. retido nas frações pesadas do solo. Entretanto, considerando uma situação de retirada da cobertura natural, essa classe de solo seria a que sofreria em curto intervalo de tempo reduções drásticas na dinâmica e estocagem de carbono. Geralmente, qualquer prática de alteração terá maior impacto sobre as propriedades físicas de solos arenosos (baixio) do que de solos argilosos (platô e encosta).

Em solos arenosos, como esses, a fração areia que se associam às frações orgânicas são a de maior biodisponibilidade, aliando-se uma grande quantidade de material particulado, em relação àquelas ligadas às frações argila e silte (Christensen, 1996). Assim, alterações nesse solo reduziriam, em pouco tempo, o COS associado à fração C-FLL e a

fração C-areia, podendo originar um solo sem matéria orgânica e sem atividade biológica. Segundo Zancanaro (2004), aumentar o teor de COT é extremamente necessário em solos arenosos, pois o carbono contribui para maior retenção de umidade, para maior agregação do solo, para maior atividade microbiana e, conseqüentemente, para maior sustentabilidade do solo.

Experimentos sobre mineralização mostram que a decomposição do COS associado com o número de frações de partículas é maior nos solos arenosos, médio em solos argilosos e menor em solos siltosos (Christensen, 1987). Quanto menor o teor de COS nos solos arenosos menor será a sua qualidade, propiciando maior risco de erosão e perda de nutrientes. Esses solos não podem ser manejados ou alterados, já que estão situados nas margens de igarapés, sendo de preservação permanente

Considerando a fração FLL (mais lábil) obtida nesses solos (Figura 3C), percebe-se uma maior retenção de componentes orgânicos ao longo do perfil quando comparado com os outros solos ao longo da paisagem (Figura 3A e B). Essa maior quantidade de fração orgânica no perfil dos solos arenosos é função do acentuado aporte de resíduos, via liteira, sendo a decomposição de menor intensidade do que nas outras posições topográficas. Segundo Christensen (2000), devido ao fato de a fração leve ser facilmente decomponível, esta diretamente ligada ao suprimento de resíduos orgânicos do sistema, sendo a quantidade que apresenta maior variabilidade espacial e sazonal que as demais frações.

### **Estoques de carbono nas camadas e nas frações físicas obtidas a partir do FMOS**

Os solos do platô e encosta apresentam estoques que variam de 11,7 Mg ha<sup>-1</sup> de C a 26,9 Mg ha<sup>-1</sup> de C e de 9,2 Mg ha<sup>-1</sup> de C a 25,1 Mg ha<sup>-1</sup> de C, respectivamente, não sofrendo variação significativa (Tabela 2). Entretanto, esses dois solos se diferenciam do solo do baixio que apresenta EC variando de 15,5 Mg ha<sup>-1</sup> de C a 38,8 Mg ha<sup>-1</sup> de C. Os estoques de nitrogênio totais por camadas (EN) seguiram a mesma tendência do carbono, variando de 0,9 a 2,0 Mg ha<sup>-1</sup> de N no platô, de 0,2 a 1,7 Mg ha<sup>-1</sup> de N na encosta e de 0,7 a 2,8 Mg ha<sup>-1</sup> de N no baixio.

Os estoques de COS nas frações do solo, em diferentes posições topográficas, são apresentados nas Figuras 7, 8 e 9. Observa-se a capacidade dos solos sob floresta em estocar carbono nas diferentes frações do solo. Na superfície o COS está estocado na fração FLL com teores de 16,7 Mg ha<sup>-1</sup> de C, 19,7 Mg ha<sup>-1</sup> de C e 31,8 Mg ha<sup>-1</sup> de C no Latossolo, Argissolo e Espodosolo, respectivamente. Em solos com alta atividade biológica como esses, a manutenção do COS na FLL depende da taxa de decomposição da liteira que é controlada pelos organismos do solo. Em profundidade o COS está retido na fração argila dos solos mais argilosos (Figura 7) com teores de 0,28 Mg ha<sup>-1</sup> de C a 3,71 Mg ha<sup>-1</sup> de C e entre 0,38 Mg ha<sup>-1</sup> de C a 1,69 Mg ha<sup>-1</sup> de C para solos de textura média a argilosa (Figura 8). O mecanismo de adsorção da argila confere proteção física ao COS (Christensen, 1992; Telles et al., 2003).

Os teores de COS na fração FLL decrescem bruscamente a partir da camada de 5-10cm nos solos argilosos (Figuras 7 e 8), correspondendo a 2,35 Mg ha<sup>-1</sup> de C e 2,26 Mg ha<sup>-1</sup> de C, reduzindo-se à metade nos solos arenosos (15,77 Mg ha<sup>-1</sup> de C), entretanto, sendo considerado um alto estoque para essa classe de solo. Os estoques de carbono estão mais relacionados com os atributos físicos do solo do que com a ação das plantas existentes em cada posição topográfica. Hagedorn et al. (2003) analisando a influência de diferentes tipos de solos na entrada de carbono sobre enriquecimento de CO<sub>2</sub>, relata que as propriedades do solo são mais determinantes na estabilização do carbono do que a produtividade de árvores.

O aumento da densidade do solo com o aumento da areia grossa em profundidade e a manutenção de 65% dos teores de COS na camada de 5-10 cm (Tabela 2) são fatores que contribuem para os estoques de COS até a camada de 40 cm, principalmente na fração FLL (Figura 7), estocando de 6,58 Mg ha<sup>-1</sup> de C a 31,87 Mg ha<sup>-1</sup> de C. A maior parte do carbono estocado na matriz do solo independe do material parental (von Lutzow et al., 2007; Paul et al., 2008) estando diretamente relacionado às práticas de manejo a que o solo é submetido.

Os estoques de carbono na fração FLI (fração leve intra agregada) apresenta valores reduzidos em todos os solos existentes ao longo do gradiente topográfico com valores compreendidos entre  $0,03 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C a  $0,43 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C. O COS estocado nos agregados (FLI) geralmente representa uma pequena proporção do CO biologicamente ativo (Gregorich et al., 2006), aumentando com a agregação do solo. O COS contido nessa fração pode ser alterado a partir do aumento da densidade do solo e da modificação nos agregados e porosidade do solo. Murty et al. (2002) relata que mudança no ambiente de floresta para área cultivada geralmente conduz à perda deste carbono, sendo a magnitude da mudança dependente da alteração na densidade do solo.

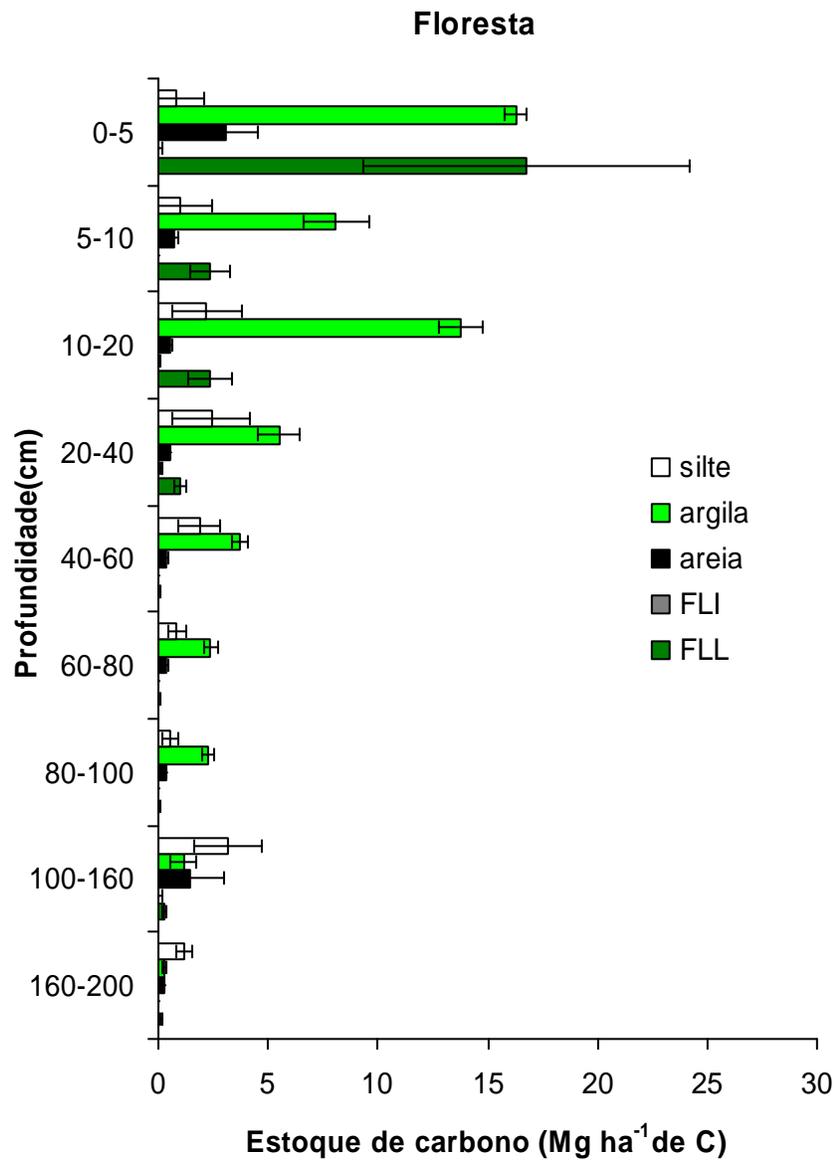


Figura 7. Estoques de carbono nas frações leves e pesadas do solo em diversas profundidades ao longo de gradiente topográfico em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2), localizado no platô.

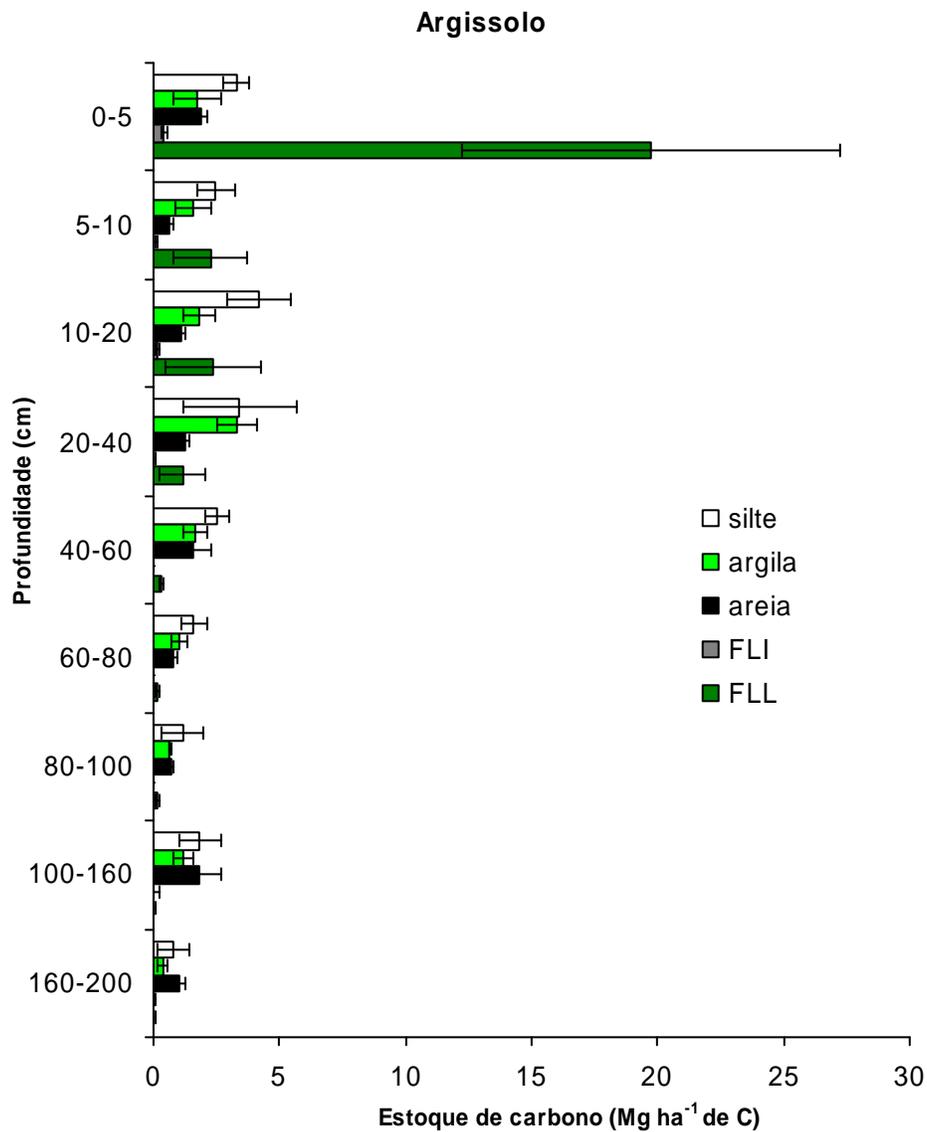


Figura 8. Estoques de carbono nas frações leves e pesadas do solo em diversas profundidades ao longo de gradiente topográfico em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2), localizado na encosta.

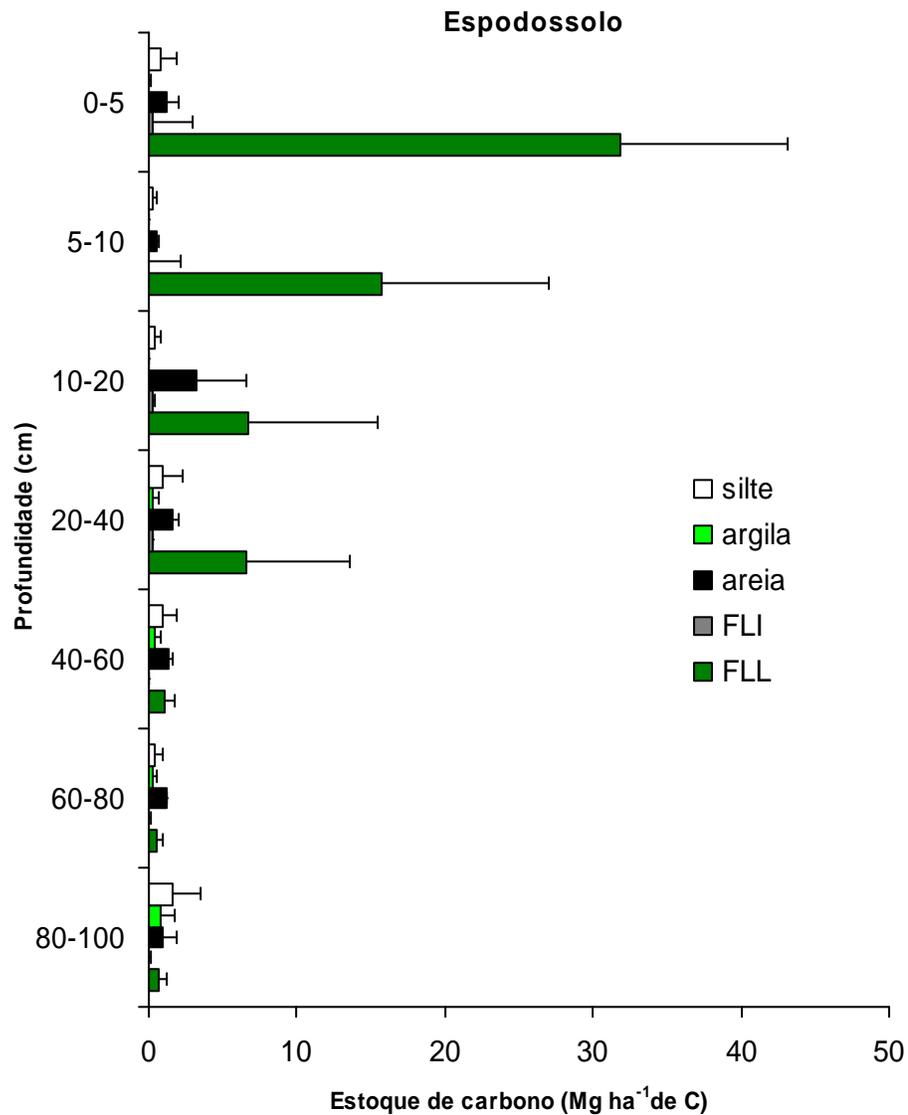


Figura 9. Estoques de carbono nas frações leves e pesadas do solo em diversas profundidades ao longo de gradiente topográfico em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2), localizado no baixo.

Os estoques nas frações pesadas (areia, argila e silte) são mais pronunciados em profundidade (Figuras 7, 8 e 9). Os maiores estoques estão contidos na fração argila (9,4 Mg ha<sup>-1</sup> de C) e os menores na fração silte (0,25 Mg ha<sup>-1</sup> de C). Estudos demonstram que a distribuição das partículas é um fator importante no controle dos estoques de carbono no solo (Lopez-Ulloa et al., 2005). Aumentos dos estoques estão provavelmente associado ao maior volume de resíduos vegetais retornados ao solo, e também ao maior estoque de COS. O maior armazenamento de COS implica em maior disponibilidade dos ENIT, em função de 95 % do nitrogênio do solo está presente na forma orgânica (Camargo et al., 1999).

Áreas de floresta primária permitem a conservação do COS no ambiente, nas mais diversas frações do solo, sendo este essencial para o funcionamento do sistema. Geralmente solos cultivados e até mesmo submetidos a sistemas mais conservacionistas não apresentam os mesmos estoques de Corg. da floresta, reduzindo-se até a metade. A conversão de floresta para pastagem podem reduzir os estoques de COS em até 60% (Guo & Gifford, 2002) dependendo das propriedades do solo, clima e manejo (Koning et al., 2003). Awiti et al. (2008) demonstram que alteração de floresta para outras formas de uso reduzem o carbono e nitrogênio do solo devido à modificação da entrada da biomassa e liteira, principalmente na superfície (Martens et al., 2003).

### **Estoques de nitrogênio (ENIT) nas frações físicas do solo obtidos a partir do FMOS**

Os ENIT nas frações do solo são apresentados nas Figuras 10, 11 e 12. Em geral, houve poucas alterações nos ENIT Assim como nos estoques de COS, há uma diminuição dos ENIT em profundidade, sendo os maiores estoques encontrados nas camadas superficiais. Os maiores estoques estão contidos nas camadas superficiais da fração FLL contendo 0,92 Mg ha<sup>-1</sup> de N (Latossolo), 1,12 Mg ha<sup>-1</sup> de N (Argissolo) e 1,47 Mg ha<sup>-1</sup> de N, sendo que em profundidade (200cm), há decréscimo para 0,001 Mg ha<sup>-1</sup> de N. Valores ainda inferiores de ENIT são encontrados na fração FLI, com estoques de 0,004 Mg ha<sup>-1</sup> de N a 0,0005 Mg ha<sup>-1</sup> de N, com excessão dos solos do baixio, até 10 cm com estoques de até 0,23 Mg ha<sup>-1</sup> de N na camada de 0-5 cm. Altas concentrações de N nas camadas superficiais estão associadas a alta atividade biológica e alta taxa de mineralização (Luizão et al., 2004).

Os ENIT são superiores em profundidade na fração pesada argila em todos os solos do gradiente topográfico contendo até 1,05 Mg ha<sup>-1</sup> de N no Latossolo (Figura 10), 0,93 Mg ha<sup>-1</sup> de N no Argissolo (Figura 11) e 0,32 Mg ha<sup>-1</sup> de N no Espodossolo (Figura 12). Os estoques mais baixos são observados na fração areia, armazenando 0,007 Mg ha<sup>-1</sup> de N e silte com 0,01 Mg ha<sup>-1</sup> de N do Espodossolo (Figura 12).

Considerando cada posição topográfica, os maiores estoques de carbono e nitrogênio foram encontrados na fração FLL e na fração argila (Tabela 3 e 4). A conversão de floresta para outro tipo de ambiente implicaria no declínio rápido dos estoques de carbono contido na FLL (fração leve livre), independente da posição topográfica e das características do solo.

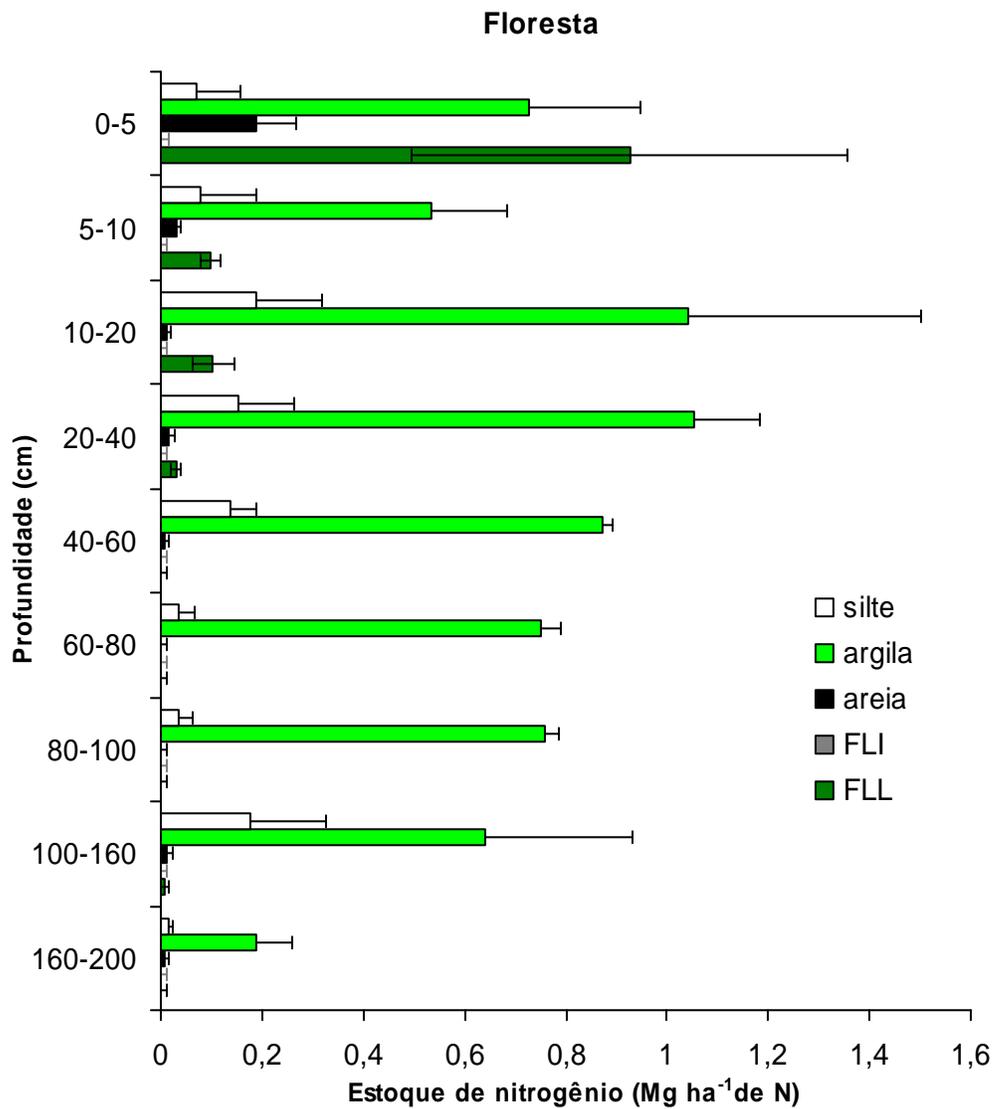


Figura 10. Estoques de nitrogênio nas frações leves e pesadas do solo em diversas profundidades ao longo de gradiente topográfico em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2), localizado no platô.

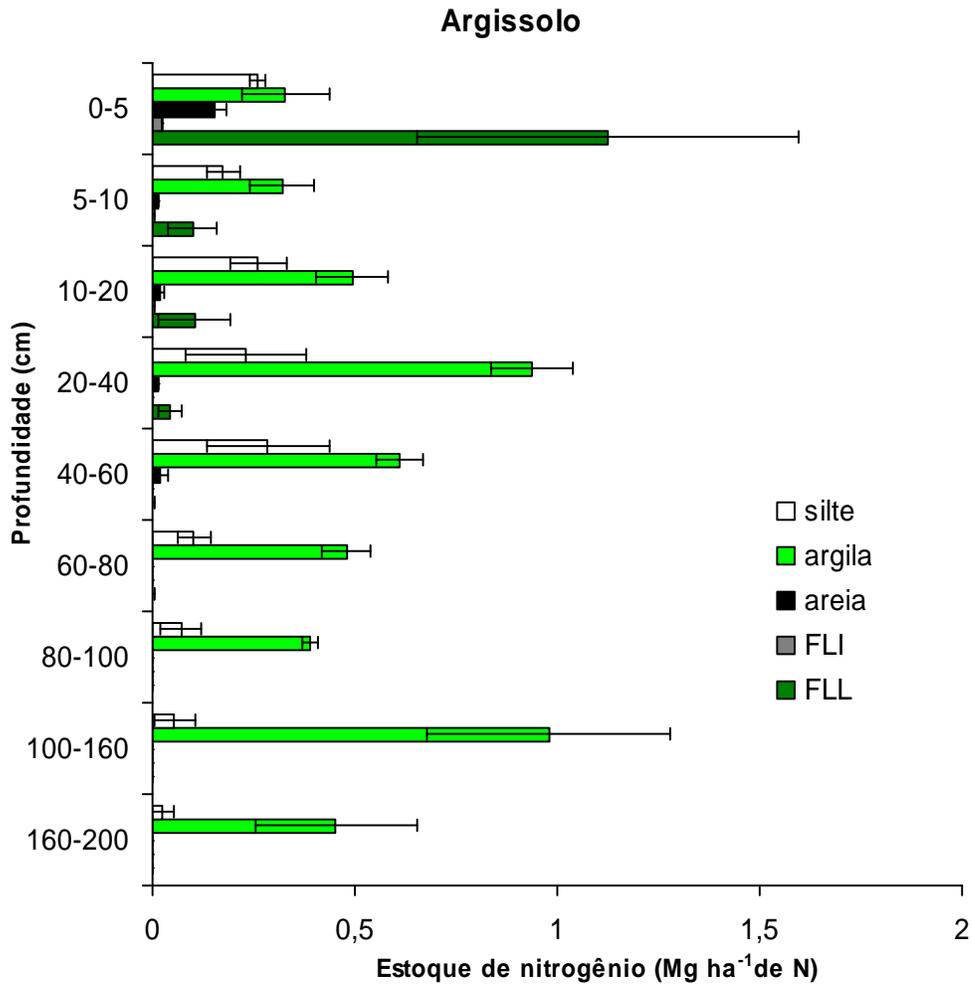


Figura 11. Estoques de nitrogênio nas frações leves e pesadas do solo em diversas profundidades ao longo de gradiente topográfico em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2), localizado na encosta.

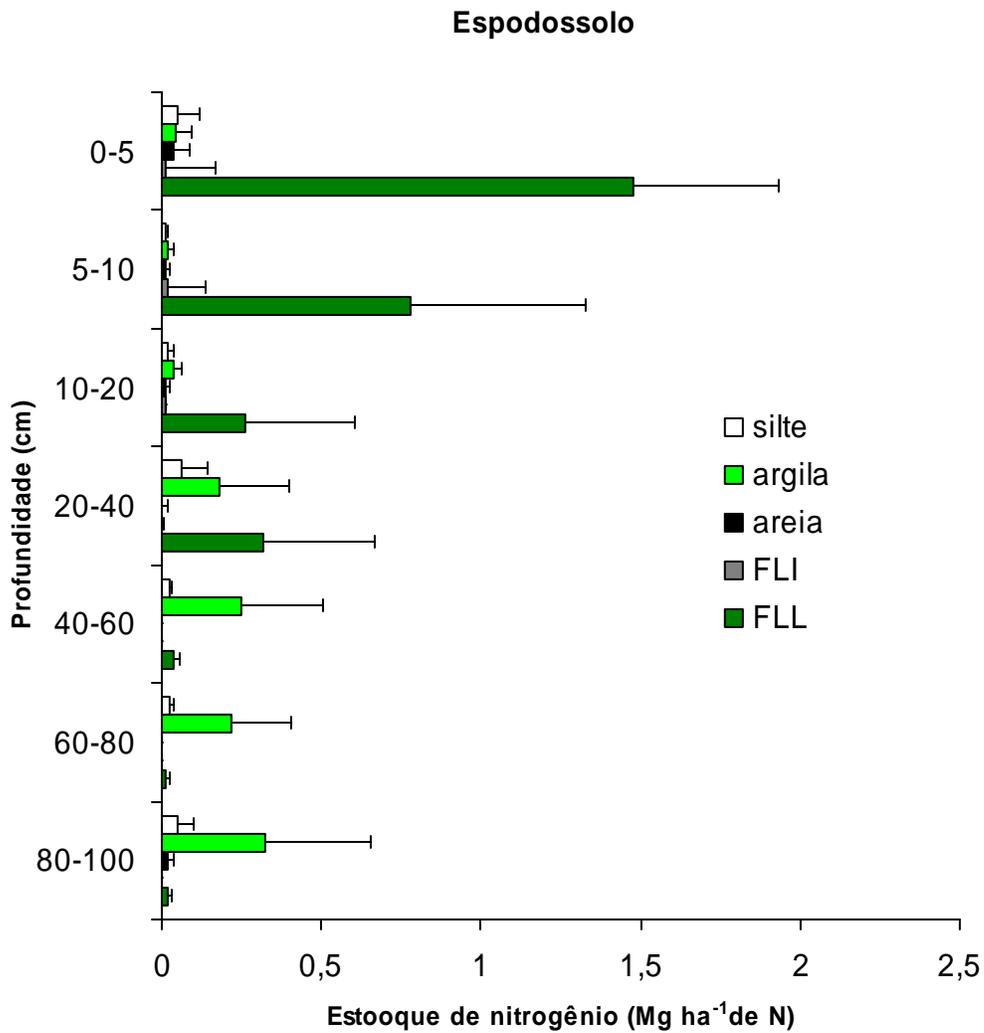


Figura 12. Estoques de nitrogênio nas frações leves e pesadas do solo em diversas profundidades ao longo de gradiente topográfico em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cueiras/ZF2), localizado no baixo.

A fração FLL estoca em torno de  $23,12 \pm 5,30 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C,  $26,32 \pm 3,92 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C e  $63,27 \pm 7,83 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C, conforme a transição platô, encosta e baixio, respectivamente, podendo emitir para a atmosfera cerca de  $112,71 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C devido essa fração ser mais sensível ao manejo inadequado e facilmente liberada do solo (Soares, 2007) tornando uma importante fração na avaliação da qualidade do sistema de manejo no curto prazo (Bayer et al., 2001; Conceição et al., 2005).

Tabela 3. Estoques totais de carbono nas frações do solo por perfil até 2,0 m de profundidade em  $\text{Mg ha}^{-1}$  de C contidos em cada fração do solo

Posição	Solo	FLL	FLI	AREIA	ARGILA	SILTE
Platô	Latossolo	$23,12 \pm 5,30$	$0,47 \pm 0,08$	$7,53 \pm 1,46$	$41,10 \pm 7,63$	$14,03 \pm 2,60$
Encosta	Argissolo	$26,32 \pm 3,92$	$1,00 \pm 0,07$	$10,80 \pm 0,28$	$13,29 \pm 0,52$	$21,25 \pm 0,68$
Baixio	Espodossolo*	$63,27 \pm 7,83$	$1,13 \pm 0,07$	$10,01 \pm 0,57$	$1,78 \pm 0,18$	$5,33 \pm 0,31$

\* amostras coletadas até 1,0 m de profundidade

FLL: fração leve livre; FLI: fração leve intra-agregada

Os maiores estoques de carbono na fração pesada estão armazenados na argila em solos do platô tendo  $41,10 \pm 7,63 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C, na fração silte nos solos da encosta com  $21,25 \pm 0,68 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C e na fração areia nos solos do baixio atingindo  $10,01 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C. O conteúdo maior de argila nas posições mais elevadas do relevo estabiliza e protege parte do carbono (Volkoff et al., 1984). Em agroecossistemas, Hassink & Whitmore (1997) comprovaram também um maior estabilidade da fração pesada, sendo preservada. Considerando a fração pesada do solo, sobressai-se a fração argila já que pode cerca de  $56,17 \text{ Mg ha}^{-1}$  de C para a atmosfera ao longo de todo o gradiente topográfico. O carbono contido na fração pesada demoraria mais tempo para ser liberado, já que essa fração é menos sensível ao manejo.

O N total (Tabela 4) está estocado em maior quantidade na fração FLL e na fração pesada argila, apresentando a mesma tendência do estoque de carbono. Entretanto, a fração argila é a responsável pelo maior estoque de nitrogênio. A fração FLL armazena  $1,17 \pm 0,18 \text{ Mg ha}^{-1}$  de N,  $1,38 \pm 0,22 \text{ Mg ha}^{-1}$  de N e  $2,91 \pm 0,37 \text{ Mg ha}^{-1}$  de N, respectivamente no platô,

encosta e baixio; enquanto que a fração argila estoca  $6,56 \pm 0,16 \text{ Mg ha}^{-1}$  de N,  $4,99 \pm 0,15 \text{ Mg ha}^{-1}$  de N e  $1,06 \pm 0,08 \text{ Mg ha}^{-1}$  de N

Tabela 4. Estoques totais de nitrogênio ( $\text{Mg ha}^{-1}$  de N) nas frações do solo por perfil até 2,0 m de profundidade contidos em cada fração do solo

<b>Posição</b>	<b>Solo</b>	<b>FLL</b>	<b>FLI</b>	<b>AREIA</b>	<b>ARGILA</b>	<b>SILTE</b>
Platô	Latossolo	$1,17 \pm 0,18$	$0,01 \pm 0,00$	$0,27 \pm 0,03$	$6,56 \pm 0,16$	$0,89 \pm 0,04$
Encosta	Argissolo	$1,38 \pm 0,22$	$0,03 \pm 0,00$	$0,22 \pm 0,03$	$4,99 \pm 0,15$	$1,46 \pm 0,06$
Baixio	Espodossolo*	$2,91 \pm 0,37$	$0,05 \pm 0,00$	$0,09 \pm 0,00$	$1,06 \pm 0,08$	$0,23 \pm 0,01$

\* amostras coletadas até 1,0 m de profundidade

FLL: fração leve livre; FLI: fração leve intra-agregada

Tabela 2. Valores totais de densidade, carbono orgânico, nitrogênio, relações C/N, densidade do solo, teor de argila, estoques de carbono e estoque de nitrogênio em diversas profundidades ao longo de gradiente topográfico em Floresta Primária (Reserva Biológica do Cuias/ZF2)

SOLO	Prof.	COT	NiT	C:N	$\rho$	Argila	EC	EN
	(cm)	%			$\text{g.kg}^{-1}$	%	$\text{Mg ha}^{-1}$	
<b>LATOSSOLO (Platô)</b>	0-5	3,38 a $\pm$ 0,8	0,31 a $\pm$ 0,0	11,60 a $\pm$ 3,5	1,04 a $\pm$ 0,1	68,65 a $\pm$ 0,4	17,56 a $\pm$ 4,0	1,61 a $\pm$ 0,5
	5-10	2,72 a $\pm$ 0,0	0,26 a $\pm$ 0,1	11,59 a $\pm$ 4,0	1,07 a $\pm$ 0,1	70,32 a $\pm$ 0,9	14,56 a $\pm$ 0,6	1,41 a $\pm$ 0,6
	10-20	1,77 ab $\pm$ 0,2	0,14 b $\pm$ 0,0	12,84 a $\pm$ 0,2	1,11 a $\pm$ 0,2	79,40 b $\pm$ 1,2	19,73 a $\pm$ 2,6	1,53 a $\pm$ 0,1
	20-40	1,04 b $\pm$ 0,0	0,09 c $\pm$ 0,0	12,14 a $\pm$ 0,4	1,18 a $\pm$ 0,1	82,80 b $\pm$ 0,2	24,61 a $\pm$ 1,6	2,03 b $\pm$ 0,0
	40-60	0,76 c $\pm$ 0,0	0,06 c $\pm$ 0,0	11,94 a $\pm$ 0,3	1,18 a $\pm$ 0,1	81,14 b $\pm$ 0,1	17,77 ab $\pm$ 1,4	1,49 a $\pm$ 0,1
	60-80	0,56 c $\pm$ 0,0	0,05 c $\pm$ 0,0	11,21 a $\pm$ 0,3	1,22 bc $\pm$ 0,2	80,27 b $\pm$ 0,0	13,80 ab $\pm$ 0,6	1,23 a $\pm$ 0,0
	80-100	0,46 c $\pm$ 0,0	0,04 c $\pm$ 0,0	10,95 a $\pm$ 0,2	1,26 c $\pm$ 0,3	84,92 b $\pm$ 0,7	11,71 b $\pm$ 0,9	1,07 c $\pm$ 0,1
	100-160	0,36 c $\pm$ 0,0	0,03 c $\pm$ 0,0	13,65 a $\pm$ 1,6	1,23 c $\pm$ 0,1	86,32 b $\pm$ 0,3	26,93 a $\pm$ 1,9	2,00 b $\pm$ 0,3
160-200	0,27 c $\pm$ 0,0	0,02 c $\pm$ 0,0	14,51 a $\pm$ 2,0	1,24 c $\pm$ 0,1	86,85 b $\pm$ 0,5	13,65 ab $\pm$ 1,1	0,95 c $\pm$ 0,0	
<b>ARGISSOLO (Encosta)</b>	0-5	3,15 a $\pm$ 0,9	0,30 a $\pm$ 0,0	12,58 a $\pm$ 4,0	1,35 a $\pm$ 0,1	30,93 a $\pm$ 0,5	21,23 a $\pm$ 6,0	1,79 a $\pm$ 0,4
	5-10	2,04 a $\pm$ 0,6	0,10 a $\pm$ 0,0	14,29 a $\pm$ 0,9	1,39 a $\pm$ 0,1	31,13 a $\pm$ 0,2	14,22 b $\pm$ 4,0	0,20 b $\pm$ 0,2
	10-20	1,56 ab $\pm$ 0,5	0,10 a $\pm$ 0,0	15,11 a $\pm$ 0,9	1,46 ab $\pm$ 0,1	43,16 b $\pm$ 0,6	22,85 a $\pm$ 7,0	1,50 a $\pm$ 0,4
	20-40	0,83 c $\pm$ 0,7	0,01 b $\pm$ 0,0	13,54 a $\pm$ 0,5	1,51 b $\pm$ 0,1	43,36 b $\pm$ 0,8	25,12 a $\pm$ 2,0	1,85 a $\pm$ 1,4
	40-60	0,63 c $\pm$ 0,1	0,05 b $\pm$ 0,0	13,38 a $\pm$ 0,7	1,37 a $\pm$ 0,1	46,93 b $\pm$ 0,3	17,30 a $\pm$ 3,3	1,29 c $\pm$ 0,2
	60-80	0,39 c $\pm$ 0,0	0,03 b $\pm$ 0,0	14,91 a $\pm$ 1,6	1,36 a $\pm$ 0,1	47,25 b $\pm$ 0,9	10,63 b $\pm$ 1,9	0,72 d $\pm$ 0,1
	80-100	0,33 c $\pm$ 0,0	0,02 b $\pm$ 0,0	20,55 bc $\pm$ 6,0	1,42 b $\pm$ 0,1	48,25 b $\pm$ 1,3	9,29 b $\pm$ 1,3	0,48 b $\pm$ 0,1
	100-160	0,24 cd $\pm$ 0,0	0,01 b $\pm$ 0,0	18,46 c $\pm$ 3,0	1,51 b $\pm$ 0,2	46,48 b $\pm$ 0,3	21,43 a $\pm$ 3,0	1,21 c $\pm$ 0,3
160-200	0,17 d $\pm$ 0,0	0,01 b $\pm$ 0,0	37,38 d $\pm$ 11,0	1,51 b $\pm$ 0,1	46,71 b $\pm$ 0,5	10,05 b $\pm$ 1,2	0,28 b $\pm$ 0,1	
<b>ESPODOSSOLO (Baixio)</b>	0-5	5,51 a $\pm$ 0,8	0,37 a $\pm$ 0,0	14,41 a $\pm$ 2,95	1,52 a $\pm$ 0,2	1,00 a $\pm$ 0,1	38,83 a $\pm$ 5,0	2,85 a $\pm$ 0,9
	5-10	3,58 ab $\pm$ 0,5	0,20 a $\pm$ 0,0	17,84 a $\pm$ 1,6	1,57 a $\pm$ 0,2	1,47 b $\pm$ 0,0	28,34 b $\pm$ 7,1	1,63 b $\pm$ 0,6
	10-20	2,08 b $\pm$ 2,4	0,11 a $\pm$ 0,1	18,22 ab $\pm$ 1,2	1,57 a $\pm$ 0,1	1,75 c $\pm$ 0,0	30,91 a $\pm$ 3,4	1,61 b $\pm$ 1,7
	20-40	0,82 c $\pm$ 0,4	0,04 b $\pm$ 0,0	21,92 b $\pm$ 3,0	1,68 b $\pm$ 0,2	1,00 a $\pm$ 0,1	28,35 b $\pm$ 16,5	1,39 c $\pm$ 0,9
	40-60	0,59 c $\pm$ 0,4	0,03 b $\pm$ 0,0	28,55 c $\pm$ 15,0	1,55 a $\pm$ 0,1	1,00 a $\pm$ 0,0	17,47 c $\pm$ 11,5	0,88 d $\pm$ 0,6
	60-80	0,51 c $\pm$ 0,3	0,03 b $\pm$ 0,0	30,62 c $\pm$ 20,0	1,57 a $\pm$ 0,1	1,00 a $\pm$ 0,2	15,53 c $\pm$ 9,5	0,82 d $\pm$ 0,6
	80-100	0,63 c $\pm$ 0,6	0,03 b $\pm$ 0,0	33,84 c $\pm$ 19,0	1,62 b $\pm$ 0,1	0,93 a $\pm$ 0,0	18,17 c $\pm$ 22,0	0,78 d $\pm$ 0,9

Valores obtidos médios (N = 5) para COT = carbono orgânico total; NiT = nitrogênio orgânico total;  $\rho$  = densidade do solo; teor de argila; EC = estoque de carbono no solo; EN = estoque de nitrogênio no solo.

Comparações entre as médias pelo teste Tuckey (HSD). Valores seguidos da mesma letra numa mesma coluna não são significativamente diferentes pela Teste F da análise de variância ( $p=0,05$ ).

## 5. CONCLUSÕES

Na superfície o COS está estocado na fração FLL com teores de 16,79 Mg ha<sup>-1</sup> de C, 19,72 Mg ha<sup>-1</sup> de C e 31,87 Mg ha<sup>-1</sup> de C sendo Latossolo, Argissolo e Espodossolo, respectivamente;

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 profundidade, o COS está existente na fração mais fina, argila, predominante nos solos mais argilosos (platô e encosta), com valores de 5,2 Mg ha<sup>-1</sup> de C a 9,4 Mg ha<sup>-1</sup> de C e de 0,56 Mg ha<sup>-1</sup> de C a 3,19 Mg ha<sup>-1</sup> de C em solos arenosos (baixio);

Os solos do baixo conservam teores elevados de COS nas camadas superficiais variando de 2,0 % a 5,5 %, decrescendo bruscamente a partir de 20 cm profundidade. Além disso, estocam considerável quantidade de carbono até a camada de 40 cm.

Em Floresta Primária o carbono está alocado na fração FLL e na fração pesada argila. Os solos argilosos (platô e encosta) tem um grande potencial para seqüestrar carbono em profundidade, e por um longo tempo, enquanto que os solos arenosos (baixio), apesar de apresentarem grande quantidade de carbono orgânico na superfície, têm pequena capacidade de armazenar carbono nas suas frações;

Os maiores estoques de carbono na fração pesada estão armazenados na argila em solos do platô, na fração silte nos solos da encosta e na fração areia nos solos do baixio;

Os estoques de nitrogênio estão associados em maior quantidade à fração FLL e fração pesada argila, entretanto, a fração argila têm a capacidade de armazenar nitrogênio com maior intensidade, em profundidade.

Em caso de alteração em área de Floresta Primária, o solo do platô, encosta e baixio emitiram para a atmosfera, nas diferentes frações, em torno de 112,71 Mg ha<sup>-1</sup> de C (FLL), 2,60 Mg ha<sup>-1</sup> de C (FLI), 28,34 Mg ha<sup>-1</sup> de C (areia), 56,17 Mg ha<sup>-1</sup> de C (argila) e 40,61 Mg ha<sup>-1</sup> de C (Silte), potencializando 240,43 Mg ha<sup>-1</sup> de C;

## 6. REFERÊNCIAS

Awiti, A.O.; Walsh, M.G.; Kinyamario, J. 2008. Dynamics of topsoil carbon and nitrogen along a tropical forest-cropland chronosequence: evidence from stable isotope analysis and spectroscopy. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 127: 265-272.

Batjes, N. H.; Dijkshoorn, J.A. 1999. Carbon and nitrogen stocks in the soils of the Amazon Region. *Geoderma*, v. 89, p. 273–286.

Bayer, C.; Martin-Neto, L.; Mielniczuk, J.; Pillon, C. N. & Sangoi, L. 2001. Changes in soil organic matter fractions under subtropical No-Till cropping systems. *Soil Science Society of American Journal*, 65:1473-1478.

Bayer, C.; Mielniczuk, J.; Amado, T.J.C.; Martin-Neto, L.; Fernandes, S.V. 2000. Organic matter storage in a sandy clay loam Acrisol affected by tillage and cropping systems in southern Brazil. *Soil & Tillage Research*, 54: 101-109

Buso, W.H.D.C. & Kliemann, H.J. 2003. Relações de carbono orgânico e de nitrogênio total e potencialmente mineralizável com o nitrogênio absorvido pelo milho. *Pesquisa Agropecuária Tropical*, 33: 97-105.

Camargo, F.A.O., Santos, G.A., Guerra, J.G.M. 1999. Macromoléculas e Substâncias Húmicas. In: Santos, G.A., Camargo F.A.O. (eds.) *Fundamentos da Matéria Orgânica do Solo*. Porto Alegre: Genesis, p. 27-39.

Cambardella, C.A & Elliot, E.T. 1992. Carbon and nitrogen dynamics of soil organic matter fractions from cultivated grassland soils. *Soil Science Society of America Journal*, 56: 777-783.

Canellas, L.P.; Berner, P.G.; Silva, S.G. da; Barros E Silva, M.; Santos, G.de A. 2000. Frações da matéria orgânica em seis solos de uma topossequência no Estado do Rio de Janeiro. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 35: 133-143.

Christensen, B.T. 1987. Decomposability of organic matter in particle size fractions from field studies with straw incorporation. *Soil Biology and Biochemistry*, 19: 429-435.

Christensen, B.T. 2000. Organic matter in soil – structure, function and turnover. In: *Plant Production*. Tjele, 95p.

Clapp, C.E. & Hayes, M.H.B. 1999. Sizes and shapes of humic substances. *Soil Science*, Baltimore, 164: 777-789.

Conceição, P.C.; Amado, T.J.C.; Mielniczuk, J. & Spagnollo, E. 2005. Qualidade do solo em sistemas de manejo avaliada pela dinâmica da matéria orgânica e atributos relacionados. *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*, 29:777-788.

Cornejo, J. & Hermosin, M.C. 1996. Interactions of humic substances and soil clays. In: Piccolo (Ed.) *Humic substances in terrestrial ecosystems*. Amsterdam: Elsevier, p. 595-652.

Duxbury, J.M.; Smith, M.S.; Doran, J.W. 1989. Soil organic matter as a source and a sink of plant nutrients. In: Coleman, D.C.; Oades, J.M.; Uehara, G. (Eds). *Dynamics of Soil Organic Matter in Tropical Cosystems*, Niftal. Project, Honolulu, p. 33-67.

Embrapa. 1997. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. *Manual de métodos de análise de solo*. 2. ed. revista e atualizada. Rio de Janeiro. 212p.

Feller, C.; Beare, M.H. 1997. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. *Geoderma*, 79: 69-116.

Follett, R.F. 2001. Soil management concepts and carbon sequestration in cropland soils. *Soil Tillage Research*, 64: 77-92.

Franzluebbers, A.J. 2002. Soil organic matter stratification ratio as an indicator of soil quality . *Soil Tillage Research*, 66: 95-106.

Freixo, A. A.; Machado, P. L. O. A.; Santos, H. P.; Silva, C. A.; Fadigas, F.S.. 2002. Soil organic carbon and fractions of a Rhodic Ferralsol under the influence of tillage and crop rotation systems in Southern Brazil. *Soil and Tillage Research*, Amsterdam, 64: 221-230.

Gregorich, E.G.; Beare, M.H.; Mckim, U.F.; Skjemstad, J.O. 2006. Chemical and biological characteristics of physically uncomplexed organic matter. *Soil Science Society of America Journal*, 70: 975-985.

Guggenberger, G.; Zech, W.; Thomas, R.J. 1995. Lignin and carbohydrate alteration in particle-size separates of an Oxisol under tropical pastures following native savanna. *Soil Biology Biochemistry*, 27: 1629-1638.

Guo, L.B.; Gifford, R.M. 2002. Soil carbon stocks and land use change: a meta analysis. *Global Change Biology*, 8: 345-360.

Hagedorn, F.; Spinnler, D.; Bundt, M.; Blaser, P.; Siegwolf, R. 2003. The input and fate of new C in two forest soils under elevated CO<sub>2</sub>. *Global Change Biology*, 9: 862-872.

Hassink, J. & Whitmore, A.P. 1997. A model of the physical protection of organic matter in soils. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, 61: 131-139.

Hsieh, Y.P. 1989. Dynamics of soil organic matter formation in croplands conceptual analysis. *The Science of the total environment*, 81: 381-390.

Jastrow, J.D.; Boutton, T.W.; Miller, R.M. 1996. Carbon dynamics of aggregate-associated organic matter estimated by carbon-1,3 natural abundance. *Soil Science Society of America Journal*, 60: 801-807.

John, B.; Yamashita, T.; Ludwig, B.; Fless, J. 2005. Storage of organic carbon in aggregate and density fractions of silty soils under different types of land use. *Geoderma*, 128: 63-79.

Koning, G.H.J.; Veldkamp, E.; Lopez-Ulloa, M. 2003. Quantification of carbon sequestration in soils following pasture to forest conversion in north-western Ecuador. *Global Biogeochemical Cycles*, 17: 1098-1108.

Lal, R.; Follett, R.F.; Kimble, J.; Cole, C.V. 1999. Managing US cropland to sequester carbon in soil. *Journal Soil Water Conservation*, 54: 374-381.

Lopez-Ulloa, M.; Veldkamp, E.; Koning, G.H.J. 2005. Soil carbon stabilization in converted tropical pastures and forests depends on soil type. *Soil Science Society of America Journal*, 69: 1110-1117.

Luizão, R.C.C.; Luizão, F.J.; Paiva, R.Q.; Monteiro, T.F.; Souza, L.S.; Kruijt, B. 2004. Variation of carbon and nitrogen cycling processes along a topographic gradient in a central Amazonian forest. *Global Change Biology*, 22: 592-600.

Martens, D.A.; Reedy, T.E.; Lewis, D.T. 2003. Soil organic carbon content and composition of 130 year crop, pasture and forest land-use managements. *Global Change Biology*, 10: 65-78.

Murty, D.; Kirsbaum, M.U.F.; Mcmurtie, R.S.; Mcgilvray, H. 2002. Does conversion of forest to agricultural land change soil carbon and nitrogen? A review of the literature. *Global Change Biology*, 8: 105-123.

Parton, W.J.; Schimel, D.S.; Cole, C.V.; Ojima, D.S. 1987. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plain grasslands. *Soil Science Society of America Journal*, 51: 1173-1179.

Passos, R.R.; Ruiz, H.A.; Cantarutti, R.B.; Mendonça, E.S. de. 2007. Carbono orgânico e nitrogênio em agregados de um Latossolo vermelho distrófico sob duas coberturas vegetais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 31: 1109-1118.

Paul, S.; Veldkamp, E.; Flessa, H. 2008. Soil organic carbon in density fractions of tropical soils under forest – pasture- secondary forest land use changes. *European Journal of Soil Science*, 59: 359-371.

Peixoto, R.T. dos G. 1997. Matéria orgânica e dinâmica das cargas elétricas do solos: processos e conseqüências. In: Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 26., Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro: SBCS/Embrapa-CNPS, 1997. 32p. CDROM.

Rangel, O.J.P.; Silva, C.A.; Guimaraes, P.T.G. 2007. Estoque e frações da matéria orgânica de latossolo cultivado com cafeeiro em diferentes espaçamentos de plantio. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 31: 1341-1353.

Ranzani, G. 1980. Identificação e caracterização de alguns solos da Estação Experimental de Silvicultura Tropical. *Acta Amazônica*, 1(10):7-51.

Roscoe, R.; Machado, P. L. O. de A. 2002. Fracionamento Físico do solo em Estudos da Matéria Orgânica. Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 86p.

Sá, J.C.M.; Cerri, C.C.; Dick, W.A.; Lal, R.; Venske-Filho, S.P.; Piccolo, M.C.; Feigl, B.E. 2001. Organic matter dynamics and carbon sequestration rates for a tillage chronosequence in a Brazilian Oxisol. *Soil Science Society America Journal*, 65: 1486-1449.

Silva, J. E.; Resck, D. V. S. 1997. Matéria orgânica do solo. In: Vargas, M. A. T.; Hungria, M. (Ed.). *Biologia dos solos dos cerrados*. Planaltina: EMBRAPA-CPAC, p. 467-524.

Souza, J.S. de. 2004. Dinâmica espacial e temporal do fluxo de CO<sub>2</sub> do solo em Floresta de Terra Firme na Amazônia Centra. *Dissertação*. INPA/UFAM, 2004. 62p.

Swift, R.S. 2001. Sequestration of carbon by soil. *Soil Science*, 166: 835-858.

Telles, E.D.C.; Camargo, P.B.; Martinelli, L.A.; Trumbore, S.E.; Costa, E. S.; Santos, J.; Higuchi, N.; Oliveira, R. C. 2003. Influence of soil texture on carbon dynamics and storage potential in tropical forest soils of Amazonia. *Global Biogeochemical Cycles*, 17 (2): 1125-1132.

Trumbore, S.E. 1993. Comparison of carbon dynamics in tropical and temperate soils using radiocarbon measurements. *Global Biogeochemical Cycles*, 7: 275-290.

Volkoff, B.; Cerri, C.C; Melfi, J.A. 1984. L' humus e mineralogia dos horizontes superficiais de três solos de campo de altitude dos Estados de Minas Gerais, Paraná e Santa Catarina. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 8: 277-283.

Von lutzow, M.; Kogel-Knabner, I.; Ekschmitt, K.; Matzner, E.; Guggenberger, G.; Marschners, B. 2006. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions. *European Journal of Soil Science*, 57: 426-445.

Yamashita, T.; Flessa, H.; John, B.; Helfrich, M.; Ludwig, B. 2006. Organic matter in density fractions of water-stable aggregates in silty soils: effect of land use. *Soil Biology & Biochemistry*, 38: 3222-3234.

Zancanaro, L. 2004. Manejo de solos arenosos. In: *Boletim Técnico da Soja*. Rondonópolis: Fundação MT.

## CAPÍTULO IV

### FRACIONAMENTO DA MATÉRIA ORGÂNICA DO SOLO SOB DIFERENTES ECOSISTEMAS NA AMAZÔNIA CENTRAL

#### RESUMO

A matéria orgânica tem importante papel em diversas propriedades do solo (físicas, química e biológicas) e por isso é necessário identificar sistemas de manejo do solo que favoreçam seu aumento e/ou mantenham suas concentrações. O presente estudo fracionou a matéria orgânica do solo (MOS) em diferentes sistemas de uso da terra (SUT) na Amazônia Central: Floresta Primária, Pastagem, Capoeira e Sistema Agroflorestal (SAF) até 2 m profundidade, relacionando com a forma de utilização dos ambientes. Coletaram-se amostras de solos nas diferentes áreas, utilizando-se 03 parcelas de 20 x 40 m, em cada área, para coleta de amostras para análises físicas, químicas, carbono orgânico do solo (COS), estoque de carbono do solo, por perfil, em cada fração orgânica (ECp), estoques de carbono por camadas do fracionamento da MOS (ECfMOS). Utilizou-se o método densimétrico e granulométrico para o fracionamento da matéria orgânica do solo (FMOS), obtendo-se: FLL (fração leve livre), FLI (fração leve intra-agregada), F-areia (fração areia), F-argila (fração argila) e F-silte (fração silte), sendo as amostras coletadas nos intervalos de: 0-5cm, 5-10cm, 10-20cm, 20-40cm, 40-60cm, 60-80cm, 80-100cm, 100-160cm, 160-200cm. Em torno de 50% do CO do solo dos sistemas de uso da terra estudados estão contidos na camada superficial (0-5cm), associado a fração leve (C-FLL), e a fração C-argila foi responsável por 70% do CO retido entre 1,0 m a 2,0 m em profundidade. A média de perdas de carbono total na fração lábil na área de pastagem quando comparado com a floresta, capoeira e SAF foi de 38,82 Mg ha<sup>-1</sup> de C, 39,54 Mg ha<sup>-1</sup> de C e 36,18 Mg ha<sup>-1</sup> de C, respectivamente. Obteve-se um ganho de carbono de 12,8% na fração C-FLL comparando-se Floresta x Capoeira, na superfície e de 1,0% relacionando Floresta x SAF, demonstrando que áreas de Capoeira e SAF recuperam o carbono orgânico do solo, sendo alternativas viáveis de recuperação de solo submetidos a degradação e a cultivos intensos na Amazônia. Os maiores estoques totais de carbono e nitrogênio das frações em todos os SUT seguiram a seguinte seqüência: C-argila > C-silte > C-FLL > C-areia > C-FLI.

**Palavras-chaves:** Fracionamento, matéria orgânica do solo, uso da terra, Amazônia

## 1. INTRODUÇÃO

A matéria orgânica do solo (MOS) tem sido atualmente objeto de investigação no ramo da ciência do solo e ambientais. Atribui-se a MOS funções físicas, químicas, biológicas e edáficas, fundamentais para a manutenção e sustentabilidade de ecossistemas naturais ou manejados.

Nesse contexto, a matéria orgânica assume importância fundamental por ser considerada como uma emissora em potencial de C para a atmosfera, devido a mineralização da matéria orgânica contida nos poros do solo e, conseqüente, contribuição com aumento do CO<sub>2</sub> atmosférico. Além disso, o solo é considerado o principal reservatório temporário de carbono no ecossistema. Em solos sob vegetação natural, o conteúdo de carbono orgânico total (principal constituinte da matéria orgânica com 58%) encontra-se estável, havendo pequena variação ao longo do tempo. Fatores como clima, tipo de cobertura vegetal, topografia e tipo de solo, condiciona o estoque de carbono que será armazenado no solo.

Recentemente, uma grande ênfase tem sido concedida ao papel ambiental da matéria orgânica, principalmente, relativo a sua função como depósito de CO<sub>2</sub> atmosférico no processo de seqüestro de carbono (Lal et al., 1999; Follett, 2001; Swift, 2001), principalmente por representar o principal compartimento de carbono na biosfera estimado em 1550 Pg (Follett, 2001) como forma de comparação entre o cultivo (West & Marland, 2002; West & Post, 2002; Franzluebbers, 2005) no sistema de plantio convencional e direto (Castro Filho et al., 1998; Corazza, 1999; Hernani et al., 1999; Roscoe, 2002; Sá, 2001; Bayer et al., 2004; Silva & Machado (2000), e ação da matéria orgânica sobre diferentes sistemas de produção (Souza, 2003).

Por esta razão, o objetivo dos sistemas de manejo de solo deve ser em manter ou aumentar os estoques de matéria orgânica. Particularmente, em caso de regiões tropicais e

subtropicais, onde 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).

A matéria orgânica do solo (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 ainda como todo o carbono orgânico no solo, com diversas conformações estruturais. Apresenta constituintes lábeis e estáveis. Essa divisão é fundamentada conforme a taxa de decomposição, permitindo seu melhor entendimento (Passos, 2007).

Estima-se que os estoques de carbono no solo estejam entre 1200 e 1500 Pg ( $10^{15}$ g), superando assim o estoque de C na biota. Considerando apenas a camada superficial da Terra, o solo representa o maior compartimento de carbono, superior o somatório do carbono contido na biota (Anderson, 1995), sendo componente fundamental para a manutenção da qualidade do solo, estando envolvida em diversos processos físicos, químicos e biológicos.

Outros trabalhos enfocam o manejo do carbono para a sustentabilidade de sistemas agrícolas (Andrade, 2004; Carter, 2001; Cruz et al., 2003; Diekow et al., 2005; Leite et al., 2003; Freitas et al., 2000; Zanatta et al., 2007; Yang, 2004) (agroecossistemas (Moreira & Malavolta, 2002), manejo e cobertura vegetal (Pinheiro et al., 2004), manejo em solos antropogênicos (Borges, 2007; Cunha et al., 2001; Moreira, 2007) balanço de gases responsáveis pelo efeito estufa (Wigley & Schimel, 2000; Lal et al., 1997; Schlesinger, 1997), modelagem (Leite et al., 2004) emissões de C do solo para atmosfera em áreas de Cerrado, campo sujo e pastagem em áreas de Savana no Brasil (Pinto et al., 2002; Varella et al., 2004) e assimilação de carbono no cerrado (Santos et al., 2004); surgem como prioridade atual quanto a liberação do carbono contido no solo para a atmosfera. Além disso, consideram a MO como parâmetro importante para avaliação da qualidade do solo

(Conceição, 2005 Gregorich et al., 1994; Seybold et al., 1998). (Doran & Parkin, 1994; Mielniczuk, 1999; Janzen et al., 1997).

Percebe-se que 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 na Amazônia Central, principalmente, devido grande parte desses solos serem classificados como argilosos a muito argilosos. Marques et al. (2007) observaram a existência de uma relação direta entre os teores de argila e porosidade e as concentrações de carbono orgânico de solo em áreas de floresta primária na Amazônia Central, o que indica que solos argilosos apresentam maior capacidade de acumular carbono.

No Brasil, ao longo do tempo, muita ênfase é dispensada ao balanço de carbono contido na biomassa (Fearnside, et al., 1993; Fearnside, 1996; Higuchi & Carvalho, 1995; Philips et al., 1998; Higuchi et al., 2004; Houghton, 2003a, b; 2005; Nogueira, 2008). Entretanto, estudos relacionados ao fracionamento do carbono no solo e seus estoques em função da ação dos ecossistemas predominantes na Amazônia Central são recentes.

Nesse contexto, o presente estudo surge, de forma pioneira, devido à necessidade conhecimento sobre o carbono distribuído nas frações do solo em ecossistemas amazônicos, contribuindo para previsões sobre os impactos de atividades mitigadoras nos estoques de carbono nos solos.

## **2. OBJETIVOS**

### **OBJETIVOS GERAIS**

Determinar a qualidade e a quantidade do carbono orgânico nos diversos compartimentos das frações do solo de diferentes coberturas vegetais amazônicas;

Avaliar o potencial de cada ecossistema quanto à capacidade de armazenamento de carbono;

Verificar a influência da estabilidade de agregados sobre a dinâmica do carbono e nitrogênio nas frações do solo

### **OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

Identificar as variações do carbono orgânico nas frações lábeis e não lábeis do solo nos ecossistemas estudados;

Quantificar os estoques de carbono por perfil de solo nos seus respectivos horizontes pedogenéticos sob os diferentes ecossistemas estudados;

Quantificar os estoques de carbono e nitrogênio no solo nas frações leves e pesadas nas diferentes profundidades, compartimentos físicos (frações leves e pesadas) do solo e áreas estudadas;

Estimar os estoques de carbono e nitrogênio, até 2 m de profundidade, por camadas, observando a sua contribuição como sumidouro de carbono;

Determinar a qualidade e quantidade dos agregados sobre o carbono e nitrogênio do solo.

### **3. MATERIAL E MÉTODOS**

#### **Localização das áreas, solo e clima predominante**

O estudo foi desenvolvido em áreas de Floresta Primária, localizada na Reserva Experimental do Cuieiras, no km 34, da estrada vicinal ZF-2/km 50, com as seguintes coordenadas geográficas: 02°36'32,1" S e 60°12'32,4" W; Pastagem manejada, localizada na Reserva Experimental do PDBFF, no km 23, da estrada vicinal ZF-3/km 63, com as coordenadas geográficas: 02°25'5,7"S e 59°52'51"W ; SAF (Sistema Agroflorestal) e Capoeira, ambas localizadas na Estação Experimental do Distrito Agropecuário da Suframa, da Embrapa Amazônia Ocidental, ao Norte de Manaus, no km 54, com coordenadas 2°32' S e 60°02' W, sendo todas as áreas localizadas ao longo da Rodovia BR-174 (Manaus – Boa Vista), Amazonas – Brasil (Figura 1).

#### **Coleta das amostras**

Abriam-se 4 perfis de solo, sendo um em cada ambiente estudado, com dimensão de 1,5 m x 1,5 m x 1,5 m para a descrição morfológica (Lemos & Santos, 1996) (Figura 2 e 3). Coletaram-se amostras com estrutura deformada ao longo dos horizontes pedogenéticos identificados para as determinações físicas, químicas e fracionamento da matéria orgânica do solo.

A partir dos quatro perfis de solo, 01 em cada área, aleatoriamente, procedeu-se tradagens a cada 10 m, a partir do perfil de solo aberto, para ambos os lados para obtenção de repetições de amostragem.

As amostras destinadas ao fracionamento da matéria orgânica do solo foram coletadas em 10 camadas de solo (Figura 4) 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) seguindo os procedimentos recomendados por EMBRAPA (1997).

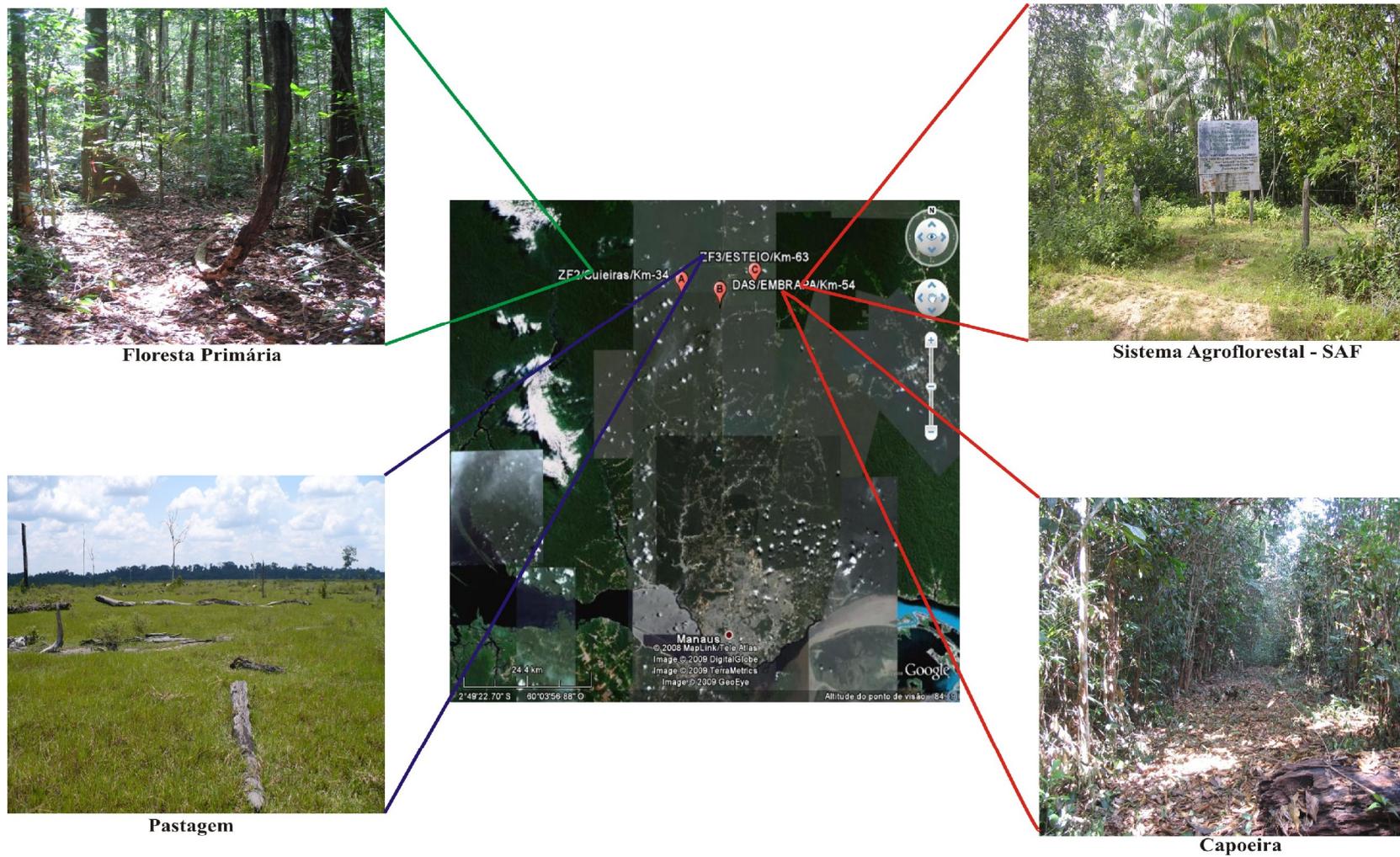


Figura 1. Localização das áreas estudadas.

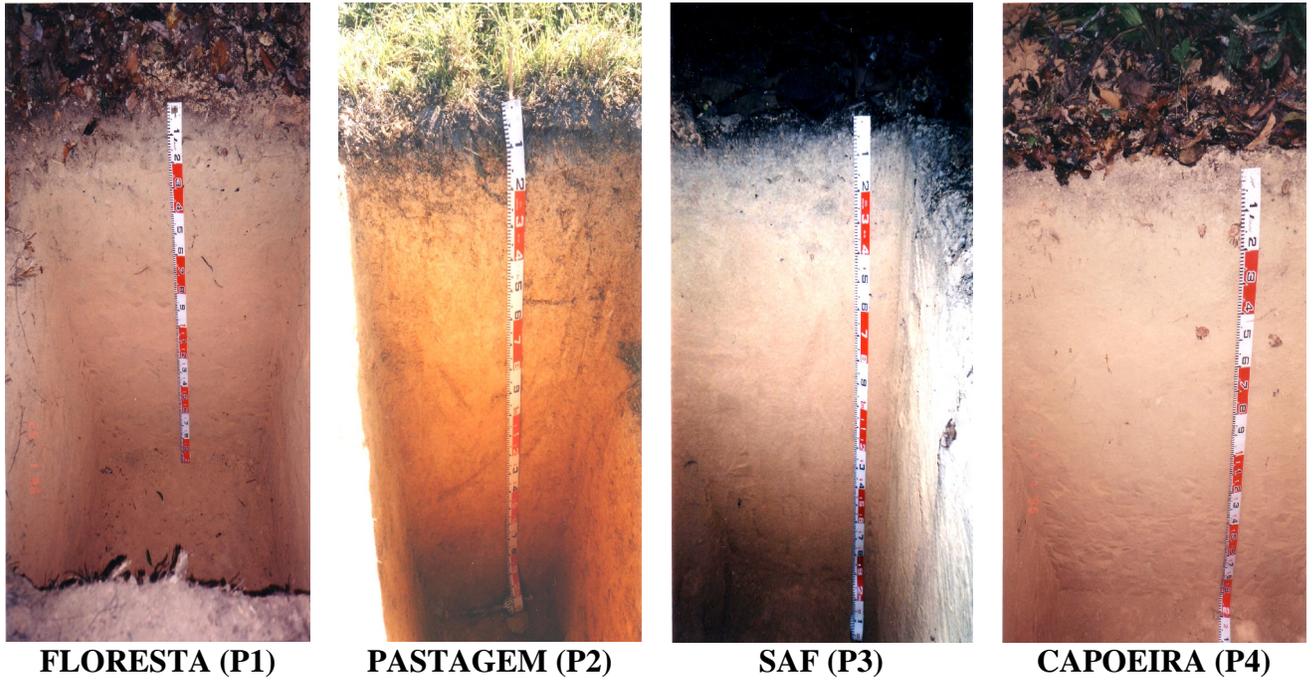


Figura 2. Perfis de solos abertos para coleta das amostras deformadas para análise física, química e fracionamento físico da matéria orgânica do solo.



Figura 3. Identificação dos horizontes pedológicos (A=Latossolo Amarelo; B= Latossolo Vermelho Amarelo) a partir da retirada de amostras deformadas



Figura 4. Delimitação das profundidades para coleta das amostras para o fracionamento físico da matéria orgânica do solo

### **HISTÓRICO DAS ÁREAS ESTUDADAS**

Em cada uma das áreas descritas, estabeleceram-se 3 blocos, inteiramente ao acaso, tendo o bloco a dimensão de 50 m x 60 m, sendo os solos classificados como Latossolos Amarelos, onde as áreas descritas como:

A primeira área (Perfil 1), situa-se sob uma área de Floresta Ombrófila Densa, caracterizada como Floresta de Platô, nas áreas mais altas, com maior biomassa, dossel de 35-40 m. O solo foi classificado como Latossolo Amarelo Distrófico, textura argilosa à muito argilosa. Esses solos ocupam a superfície dos platôs nas áreas de Floresta na Amazônia. A vegetação é de Floresta de terra firme, densa, úmida e perenefólia (Guillaumet & Kahn, 1982).

A segunda área (Perfil 2), situa-se sob uma área de Pastagem com relevo ondulado, sendo as amostragens realizadas em área plana. O solo foi classificado como Latossolo Amarelo Distrófico textura muito argilosa. Essa área é constituída por uma pastagem manejada através do sistema de pastejo rotacional, semi confinado. A parcela estuda não foi queimada no intervalo de 5 anos, apresentando como cobertura de solo a gramínea Quicuiu.

A terceira área é (Perfil 3), situa-se sob um Sistema Agroflorestal (SAF), o solo é do tipo Latossolo Vermelho Amarelo distrófico textura muito argilosa, sendo que a implantação desse sistema ocorreu em setembro de 1991, sendo a área derrubada e queimada, através da prática regional, estabelecendo-se 3 blocos. As coletas foram realizadas nos três, considerando o Sistema agrossilvicultural dominado por palmeiras AS1, constituído por Cupuaçuzeiro (*Teobroma grandiflorum*), Pupunheira (*Bactris gassipaes*), Açaizeiro (*Euterpe oleraceae*) e Andiroba (*Carapa guianensis*).

A quarta área (Perfil 4), situa-se sob uma Capoeira, localizada na mesma área e condições do Perfil (P3), apresentando a mesma classe de solo do perfil 3, sendo que as Capoeiras surgiram a partir da regeneração de áreas de pastagens degradada. Essa área de vegetação secundária desenvolvida se encontram com 14, 15 e 16 anos de idade, respectivamente no bloco I, II, e III, desse delineamento. Estas parcelas de vegetação secundária são dominadas pelo gênero *Vismia*, principalmente *V. japurensis*, *V. caynensis* e *V. guianensis*, por *Laetia procera*, *Belucia glossularioides* e *B. dichotoma*, que contemplam 90% dos indivíduos.

## **ANÁLISES QUÍMICAS**

Foram separadas alíquotas de 50 g de TFSA, preparadas conforme descrito anteriormente, para as determinações químicas (EMBRAPA, 1997).

## **ANÁLISES FÍSICAS**

### **Granulometria**

As partículas foram separadas tendo como base as diferentes velocidades de queda das partes constituintes do solo: areia, silte e argila. Fixou-se um tempo para a sedimentação na suspensão do solo com água, após adição do dispersante químico, Pirofosfato de Sódio. Pipetou-se um volume da suspensão, para determinar argila, que uma vez seca em estufa, foi pesada. A fração areia foi separada por peneiração, seca em estufa e pesada. O silte corresponde ao complemento dos percentuais para se atingir 100%, foi

obtido por diferença das outras frações em relação à amostra original (EMBRAPA, 1997) (Figura 5).



Figura 5. Análise granulométrica

### Densidade do solo

Foi determinada a partir da coleta de amostras indeformadas, nos mesmos horizontes do solo e nos intervalos da coleta das amostras para o fracionamento da MO (Figura 6), em cilindros volumétricos (anéis de Kopecky), com 5,0 cm de diâmetro e 5,0 cm de altura, tendo um volume total de aproximadamente  $100 \text{ cm}^3$ , seguindo várias etapas (Figuras 7 e 8). 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 as posteriores pesagens conforme (EMBRAPA, 1997) e utilização da 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  $105^\circ\text{C}$

$V = \text{Volume do cilindro de solo}$

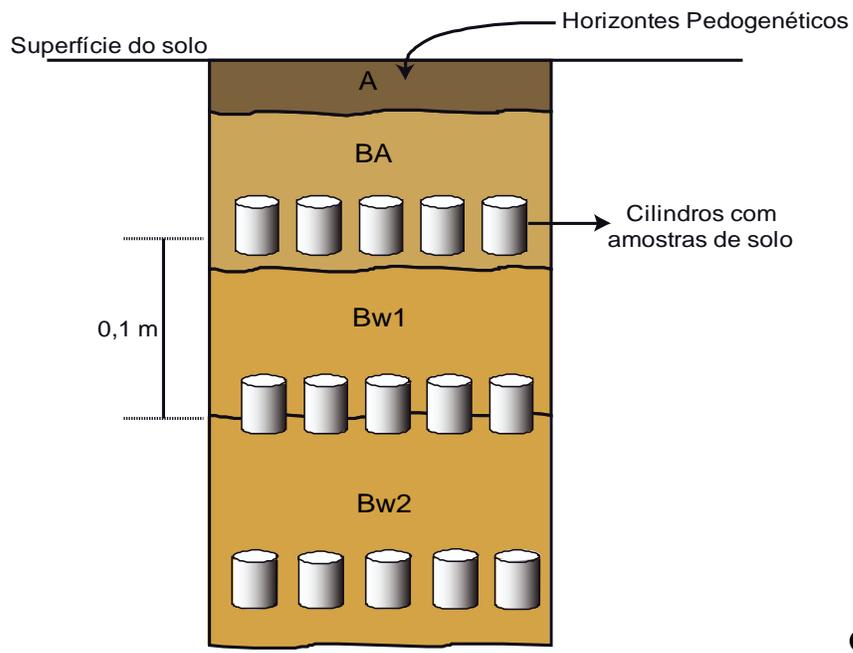


Figura 6. Cilindros volumétricos para amostragem da densidade do solo (A e B) e esquema representativo da coleta dos cilindros nas camadas do solo

**A****B****C****D**

Figura 7. Abertura de perfis de solo (A), retirada de amostras indeformadas (B), classificação de solos (C) e aferição de anéis volumétricos (D).



Figura 8. Identificação dos horizontes do solo (A) e camadas do solo (B)

### **Fracionamento Físico da Matéria Orgânica do Solo (MOS)**

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, com as devidas modificações para solos tropicais (Roscoe & Machado, 2002; Campos, 2003), já que se traduz como um método de grande aplicação.

### **Fracionamento Densimétrico**

Foram pesados 5g de TFSA em frascos de centrífuga de 50 mL, com três repetições por amostra, adicionado-se a cada uma 35mL de iodeto de sódio (NaI,  $d=1,80\text{g cm}^{-3}$ ). Os frascos foram agitados manualmente por 30 segundos de maneira que as frações orgânicas menos densas ficassem na superfície da solução e houvesse uma dispersão dos agregados instáveis. Posteriormente, as amostras (solo + NaI) foram centrifugadas por 30 minutos para uma sedimentação das partículas minerais do solo no fundo do frasco, deixando-as em descanso por 24 horas para uma melhor sedimentação. A fração orgânica sobrenadante presente na solução (fração leve livre) foi succionada juntamente com a solução de NaI e, imediatamente, separada por filtração a vácuo (Sistema Asséptico Stérifil, 47 mm – Millipore) com filtros de fibra de vidro (47mm de diâmetro; 2 micros – Whatman tipo GF/A, lote 1820047), previamente pesados. A solução de NaI filtrada retornou para o frasco contendo a amostra de solo remanescente. As frações coletadas foram lavadas com água destilada, visando eliminar o excesso de NaI presente na fração e no filtro. A fração orgânica, juntamente com o filtro, foi, posteriormente, seca a 65°C, pesada e macerada em cadinho de porcelana (50milímetro de diâmetro) até atingir a fina granulometria de talco, peneira de malha 212  $\mu\text{m}$ .

Após a remoção da fração leve livre (FLL), foi extraída a fração leve intra-agregado (FLI) ou oclusa (Figura 9). Aplicou-se vibração com emprego de ultra-som (modelo 250/450 Sonifier) por 3 minutos com pulsações de intervalo de um segundo, a uma energia

de  $400 \text{ J mL}^{-1}$  na solução de NaI. Segundo Roscoe & Buurman (2000), níveis de energia entre  $260$  e  $275 \text{ J mL}^{-1}$  são suficientes para proporcionar dispersão das amostras de solo.

**A****Peso da fração FLL****B****Peso da fração FLI**

Figura 9. Diferentes pesos obtidos nas frações FLL (A) e FLI (B)

Após a sonificação, procedeu-se a centrifugação e as amostras foram novamente deixadas em descanso por 36 horas, sendo a FLI coletada em filtros, seca, pesada e moída, da mesma maneira que foi realizada para a fração leve livre. Foram obtidas três replicatas de laboratório para cada fração, sendo estas reunidas em uma única amostra, para determinação total de carbono e nitrogênio por via seca (SOHI et. al. 2001). Todo o NaI utilizado durante o fracionamento densimétrico foi recuperado e limpo com carvão ativo, que é utilizado pra eliminar todo o carbono contido na solução, para, depois do ajuste da densidade a  $1,80 \text{ g Kg}^{-3}$ , ser reutilizado. As análises do carbono e nitrogênio totais das frações foram realizadas em analisador Fisons instruments NA 1500 NC, utilizando-se

aproximadamente 7 mg de material, previamente macerado em almofariz até atingirem a fina granulometria de talco, visando a redução de erros associados ao tamanho de grãos. A digestão do material foi feita em câmara de combustão fechada a 920°C

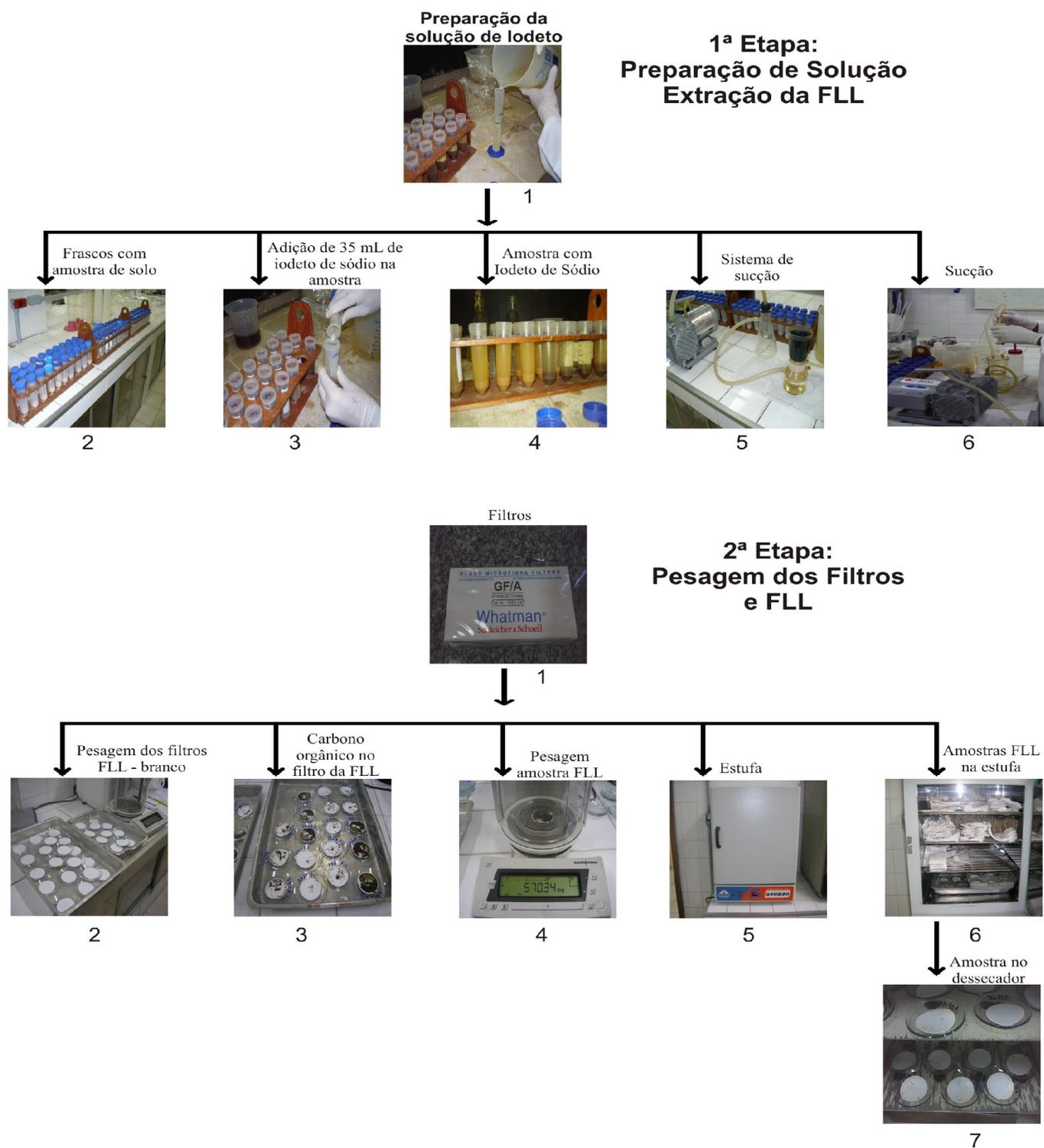


Figura 10. Esquema demonstrativo do fracionamento da matéria orgânica do solo da fração leve livre (FLL)

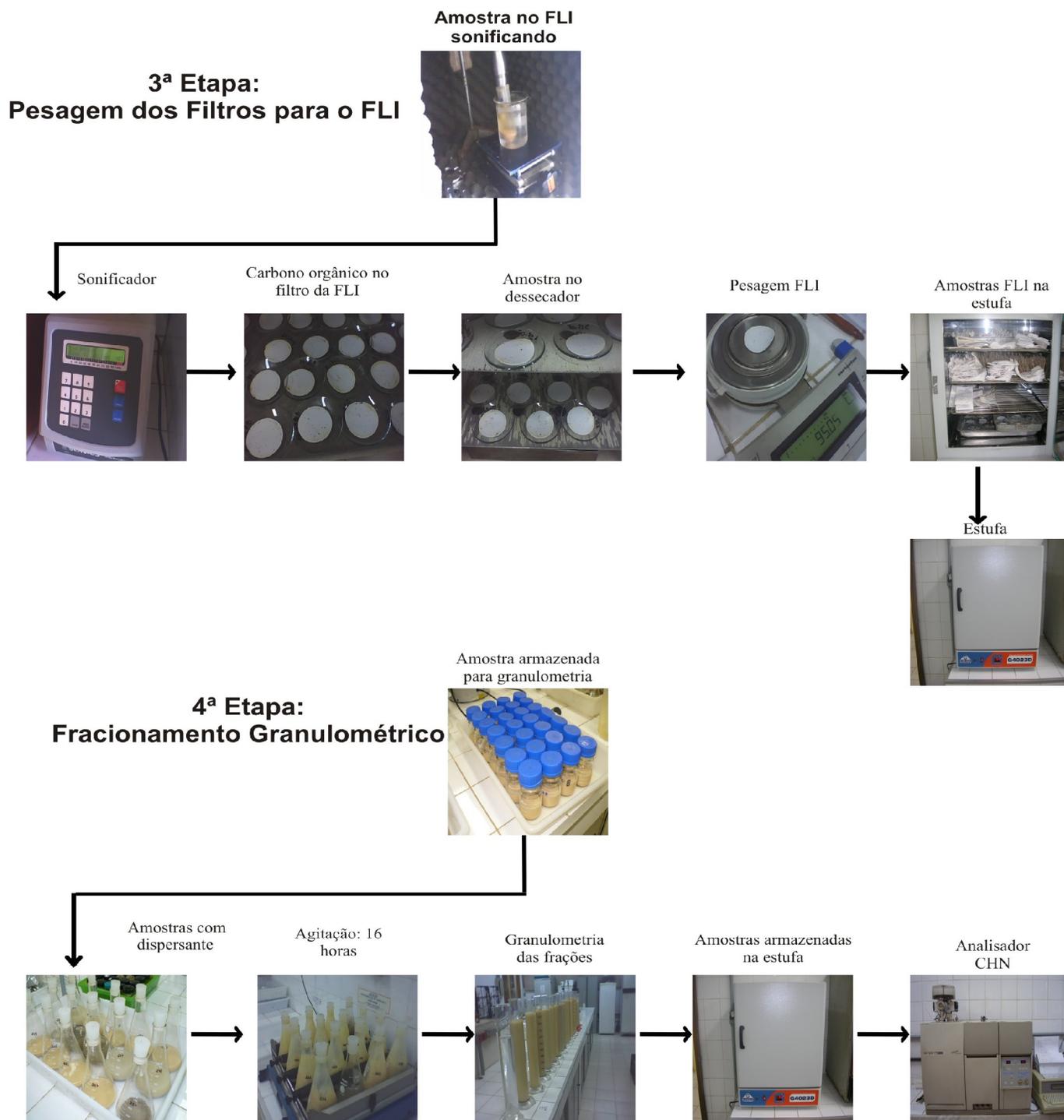


Figura 11. Esquema demonstrativo do fracionamento da matéria orgânica do solo da fração leve intra agregada (FLI) e fracionamento pesado nas frações argila, areia e silte.

### **Fracionamento Granulométrico em Latossolos Amarelos na Amazônia Central**

O fracionamento da matéria orgânica em solos argilosos a muito argilosos característicos na Amazônia Central exigiu uma adaptação na metodologia proposto por Gavinelli et al. (1995) modificada para solos tropicais (Machado, 2002; Roscoe, Machado, 2002; Campos, 2003), em função da reduzida dispersão da argila (fracionamento pesado). Adicionaram-se às amostras 20 mL de pirofosfato de sódio ( $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ ), a uma concentração de 50 g/litro, correspondente a 1 g de pirofosfato de sódio e 300 mL de água destilada, agitando-se durante 16 horas, a uma rotação de 250 rpm, em agitador horizontal.

Problemas com a utilização do Iodeto de Sódio são relatados por alguns autores quanto à recuperação mais baixa de carbono lábil, não havendo eficiência na recuperação da matéria orgânica (Vieira, et a., 2007), como já evidenciado no estudo de Shang & Tiessen (2001).

Resultados recentes indicaram a melhor eficiência do politungstato de sódio ao invés do Iodeto de sódio em promover a recuperação da fração da matéria orgânica do solo (Conceição, 2006). Conceição (2006) verificou que na densidade  $1,8 \text{ g cm}^{-3}$ , o uso da solução de politungstato de sódio resultou num aumento de 176-726% do C quantificado na fração leve oclusa quando comparado com a utilização do Iodeto de Sódio.

### **Fracionamento Granulométrico**

A matéria orgânica associada à areia ( $>53\mu\text{m}$ ) foi obtida por peneiramento úmido e aquela associada ao silte ( $2-53\mu\text{m}$ ) e argila ( $0-2\mu\text{m}$ ) foi determinada a partir da coleta de alíquotas das frações granulométricas de ( $0-2\mu\text{m}$ ) e ( $2-53\mu\text{m}$ ), que foram separadas por sedimentação.

Para obtenção da areia total, a amostra foi passada em peneira de 0,053 mm. As frações (Argila+Silte) foram obtidas a partir do material peneirado, armazenado no receptor

abaixo da peneira de 0,053 mm, sendo transferido para uma proveta de 1000 mL, homogeneizando-se através de agitação mecânica com auxílio de um bastão para a pipetagem de 100 mL da fração (Argila+Silte), inserindo-se a pipeta a 10 cm abaixo da superfície da suspensão, com sucção contínua. Com o auxílio de um termômetro, mediu-se a T°C do líquido, para a determinação do tempo de sedimentação da fração. A suspensão pipetada, após 4'15", foi transferida para um béquer de vidro de 250 mL, levada à estufa para secagem e posterior pesagem. Com auxílio de uma espátula inox, retirou-se o material do fundo do béquer, sendo separado, identificado, pesado e seco. Após 3'30" de repouso, a fração argila foi retirada, pipetando-se novamente 100 mL da suspensão, com a pipeta inserida a 5 cm abaixo da superfície da suspensão. A alíquota foi transferida para béquer de vidro, secada e pesada.

Após a obtenção de cada fração foi colocada no dissecador, pesada, colocada em frascos de vidro previamente identificados e mantidos em estufa a 60°C para evitar a absorção de umidade, em seguida sendo triturada para obtenção de pó e analisada por via seca no auto analisador CHN.

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

As análises do carbono e nitrogênio totais e das 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 atingirem a fina granulometria de talco, peneira de malha 212 µm, visando a redução de erros associados ao tamanho de grãos.

### **Estoque de carbono do solo e nas frações físicas**

Após os fracionamentos físicos foram obtidas cinco frações da matéria orgânica: fração leve livre (FLL), fração leve intra-agregado (FLIA), fração areia (FA), fração silte (FS) e fração argila (FArg).

Os estoques de carbono (ECs) dos solos ( $\text{Mg ha}^{-1}$ ) e estoque de carbono acumulado por camadas (ECc) ( $\text{Mg ha}^{-1}$ ) em cada fração orgânica 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), conforme equação (1).

$$EC (\text{Mg ha}^{-1}) = C (\text{g kg}^{-1}) \times \rho (\text{kg m}^{-3}) \times h (\text{cm}) \quad (\text{Equação 1})$$

Procedeu-se ainda o cálculo dos estoques de carbono por camadas de solo (Equação 2) (0-5, 5-10, 10-20, 20-40, 40-60, 60-80, 80-100, 100-140, 140-160, 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).

Esses estoques 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).

$$EC_{fmos} = \sum_{0cm}^{5cm} Ef_1 + \sum_{5cm}^{10cm} ECf_2 + \sum_{10cm}^{20cm} ECf_3 + \sum_{20cm}^{40cm} ECf_4 + \dots \sum_N^{N+20} ECf_N \quad (\text{Equação 2})$$

Estoque de carbono por perfil, em cada fração orgânica, (ECp) ( $\text{Mg ha}^{-1}$ ) foram obtidos somando-se todos os estoques de carbono contido em todas as camadas de solo (Equação 3):

$$ECp = \sum_{Ncm}^{N+5cm; N+10cm; N+20cm} EpFLL + EpFLI + EpAreia + EpArgila + Epsilte \quad (\text{Equação 3})$$

### **Estabilidade de agregados**

A análise de estabilidade de agregado foi realizada no Laboratório de Física de Solo da Embrapa Amazônia Ocidental (Manaus-AM), seguindo a metodologia proposta por

Kemper & Chepil (1965) modificado segundo EMBRAPA (1997). Amostras de solos foram coletadas na superfície do solo 0-10 cm, ao longo do gradiente topográfico. Em cada posição foram coletadas 6 amostras de solo, a exceção do baixo em decorrência da estrutura do solo não formar agregados. As amostras deformadas foram colocadas para secar ao ar, durante um período de 24 horas, sendo destorroadas, quebrando-se os agregados maiores em tamanhos menores. A seguir a amostra foi passada em duas peneiras, uma de 4,0 mm e outra de 2,0 mm. Após o processo do peneiramento, retirou-se uma quantidade de 20 g para a realização do teste de estabilidade de agregados. Posteriormente, colocou-se as amostras em placa de vidro, umedecendo-as durante um período de 24 h .

Umedecidas, as amostras de solo foram colocadas na peneira de 2,0 mm, composta por um jogo de outras 4 peneiras: 1,0, 0,5, 0,25 e 0,106 mm. Colocou-se as peneiras, empilhadas, no aparelho vertical. As amostras foram agitadas durante 15 minutos (5D). Concluído a etapa de agitação, o conteúdo de cada peneira foi transferido para um recipiente, conduzindo a amostra à estufa a 105°C durante 24 horas. O método aplicado está baseado na quantificação e distribuição do tamanho dos agregados que são estáveis em água, considerando os que não sofrem desintegração pela tamisação.

A estabilidade de agregados é expressa pelo diâmetro médio geométrico (DMG), obtido pela equação:

$$DMG = \exp \left\{ \frac{\sum p_i \ln d_i}{\sum p_i} \right\} \text{ sendo:}$$

$p_i$  = peso dos agregados retidos em cada peneira utilizada em gramas;

$\ln d_i$  = logaritmo natural do diâmetro médio das classes de peneiras utilizadas (mm)

### **Análises Estatísticas dos Dados**

O delineamento experimental foi inteiramente casualizado. Para verificar diferenças significativas nas diferentes frações do solo dos diferentes sistemas de uso da terra foram

realizadas as análises de normalidade e de variâncias, aplicando-se o Teste F nas réplicas de campo e de laboratório. Para as variáveis cujo teste F foi significativo, comparou-se às médias estudadas utilizando-se o teste de Tukey. As análises estatísticas foram realizadas pelo uso do Programa Estatístico Systat 10.1. As médias foram comparadas através do teste de Tukey HSD.

#### **4. RESULTADOS E DISCUSSÃO**

##### **Atributos do solo nos diferentes sistemas de uso da terra: Físicos e químicos**

A Tabela 2 apresenta os atributos físicos e químicos dos solos nos diferentes sistemas de uso da terra: Floresta, Pastagem, Capoeira e SAF. Os solos dos ambientes estudados são classificados como EMBRAPA (2006) como: Latossolos sendo: Latossolo Amarelo distrófico textura muito argilosa (LAd) (Floresta e Pastagem), Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico textura muito argilosa (Capoeira e SAF).

Os teores de carbono, MO, fósforo e soma de bases (SB) foram superiores na superfície decrescendo em profundidade, sendo o seu maior conteúdo encontrado no(a): SAF > Pastagem > Capoeira > Floresta. A incorporação de resíduos vegetais no solo, refletindo nos maiores valores de fósforo e soma de bases na superfície. Os níveis de  $\text{Na}^{+1}$ ,  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{K}^{+1}$  e P (Tabela 2) são baixos resultantes do intemperismo sobre esta região (Jordan, 1986).

A capacidade de troca de cátions (T) decresceu em profundidade em todos os perfis (Tabela 2). Ainda na Tabela 2, observa-se baixa saturação por base (V%) e alta saturação por alumínio (m), fato comum em solos originados desses sedimentos argilosos. Os maiores teores de fósforo e potássio foram observados nos perfis da SAF > Capoeira > Pastagem > Floresta, provavelmente, em função da cobertura vegetal e intensidade de raízes. Um das fontes de potássio são os exudados de raízes em sistemas cobertos por vegetação (Stallard & Edmond, 1981). O ânion fosfato também tem a sua origem a partir de

componentes terrestres, derivados de partículas biológicas, como exudado de raízes e reciclagem da serrapilheira (Berner & Berner, 1987).

O pH H<sub>2</sub>O variou de 3,6 a 5,4, classificando as áreas como ácidas. Apesar da existência de grandes áreas potencialmente agricultáveis, os solos da Amazônia, na sua maior parte, são ácidos, com baixa capacidade de troca catiônica e, conseqüentemente, baixa fertilidade (Moreira e Malavolta, 2002).

### **Estoques totais de carbono e nitrogênio**

Os teores e estoques totais de carbono (COT) e nitrogênio (NiT) estão contidos na Tabela 1. Teores mais elevados de carbono foram obtidos a 5 cm de profundidade, sobressaindo-se o ambiente de Capoeira (5,45%) > SAF (5,42%) > Pastagem (4,55%) > Floresta (3,38%). A mesma seqüência foi seguida quanto aos teores de NiT, sendo de: 0,33%, 0,30%, 0,31% e 0,29%, respectivamente, a exceção da Pastagem e Floresta. Ocorreu decréscimo do carbono e nitrogênio até 2m profundidade obtendo-se um teor médio de 0,33% e 0,03%, respectivamente.

Os estoques de carbono (EC, Mgha<sup>-1</sup>) e nitrogênio (EN, Mgha<sup>-1</sup>) foram mais elevados nos ambientes de SAF > Capoeira > Pastagem > Floresta, estando associados a espessura do horizonte pedológico e densidade do solo em cada camada. Em todos as áreas a densidade do solo aumentou com a profundidade (Tabela 1), variando de 1,04 a 1,24 g cm<sup>-3</sup> (Floresta), 1,10 a 1,21 g cm<sup>-3</sup> (Pastagem), 1,06 a 1,31 g cm<sup>-3</sup> (Capoeira) e de 1,15 a 1,32 g.cm<sup>-3</sup> (SAF), sendo as densidades mais elevadas encontradas nos dois últimos sistemas de uso da terra.

A área de pastagem apresentou baixa densidade do solo na superfície (Tabela 1), refletindo que os maiores estoques de carbono na superfície desses solos é devido a atuação das raízes das gramíneas. Não era esperado encontrar baixa densidade do solo (Tabela 1) na superfície da área de pastagem, sendo explicado em função do manejo que é submetido este

ambiente, através do pastejo rotativo dos animais. Cadisch et al (1998) ressaltam o potencial da pastagem em seqüestrar carbono caso haja um manejo adequado.

Aumentos do estoque superficial de carbono em pastagens foi encontrado também em outras pastagens com mais de cinco anos no sudoeste da Amazônia (Feigl, 1995), provavelmente pela maior alocação da produtividade primária bruta nas camadas superficiais do solos em áreas com *Brachiaria* spp (Trumbore et al., 1995). Outras possibilidades são inclusão de raízes muito finas no processo de análise do solo; e aumento de carbono recalcitrante na forma de micro-carvões nas pastagens, devido a queimadas, ficando este carbono inacessível para os microorganismos do solo responsáveis pela oxidação do carbono (Salimon et al., 2007). Desjardins et al. (2004) estudando uma cronossequência na Amazônia descreve os mais baixos índices de carbono ocorreram na floresta e os mais elevados estiveram nos pastos mais velhos.

A relação C:N encontrada (Tabela 1) foi variou de  $9,176 \pm 0,9$  a  $17,83 \pm 1,6$ , sendo: de  $10,95 \pm 0,2$  a  $14,51 \pm 2,0$  (Floresta),  $9,76 \pm 0,9$  a  $15,45 \pm 0,6$  (Pastagem),  $11,14 \pm 0,5$  a  $16,43 \pm 0,9$  (Capoeira) e  $11,73 \pm 0,3$  a  $17,83 \pm 1,6$  (SAF). Esses resultados estão adequados para solos do tipo Latossolos da Amazônia. Esses solos apresentam relação C:N variando entre 11,7 a 14,6, na superfície do solo (Neu, 2005). Os valores de C:N aqui encontrados, acima dessa faixa, principalmente na superfície do SAF e Capoeira são em função do enriquecimento de carbono orgânico (Tabela 1). Um outro fator que contribui para o aumento da relação C:N nesses solos são as baixas concentração de nitrogênio.

Os teores de argila dos ambientes variaram entre  $68,65 \pm 0,4\%$  a  $92,15 \pm 0,2\%$ , classificando esses solos como argilosos a muito argilosos (Embrapa, 1999). Os solos mais argilosos estão localizados na área da pastagem seguido do SAF, Capoeira e Floresta.

### **Estabilidade de agregados dos solos**

A Figura 12 apresenta os valores médios da massa e agregados em diferentes classes de tamanhos nos solos dos diferentes ambientes estudados. Verifica-se que a maior

concentração de agregados estáveis em água ocorreu na classe de diâmetro  $> 2$  mm seguindo a seqüência: SAF (17,82 g)  $>$  Capoeira (16,08 g)  $>$  Pastagem (14,47)  $>$  Floresta (14,30 g).

Esses resultados demonstram a capacidade desses sistemas em promover estruturação do solo, ocasionando aumento no COS. As variações nos teores de COS (Tabela 1) foram próximas a agregação do solo (Figura 17), Capoeira (5,45%)  $>$  SAF (5,42%)  $>$  Pastagem (4,55%)  $>$  Floresta (3,38%). Aumento na agregação concomitantemente com aumentos no COS foi observado em sistemas de cobertura de solo conservacionistas (Paustian et al., 2000; Six et al., 2000), enquanto que a utilização de solo que induzem a perdas do enriquecimento de carbono nos macroagregados e um ganho de carbono nos microagregados.

Mutuo et al., (2005) demonstram que a conversão de Floresta – SAF reduz perdas de carbono no solo e promove agregação do solo, estruturando o solo de áreas degradadas, confirmando os resultados encontrados neste estudo (Figura 12 e Tabela 1). Não houve diferença significativa entre os agregados da floresta e pastagem (Figura 1), em decorrência da grande incidência de raízes finas presentes nas camadas de 0-10 cm.

O diâmetro médio geométrico (DMG) dos agregados variou de 2,19 a 3,75 mm no solo (Figura 13). O DMG seguiu a mesma tendência dos agregados retidos, sendo: SAF (3,83 mm)  $>$  Capoeira (3,75 mm)  $>$  Floresta (3,20 mm)  $>$  Pastagem (2,19 mm). A maior eficiência na agregação nesses solos pode estar relacionado com a maior densidade das raízes, potencializando uma proteção física e o acúmulo de matéria orgânica no solo (Foster, 1994).

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.

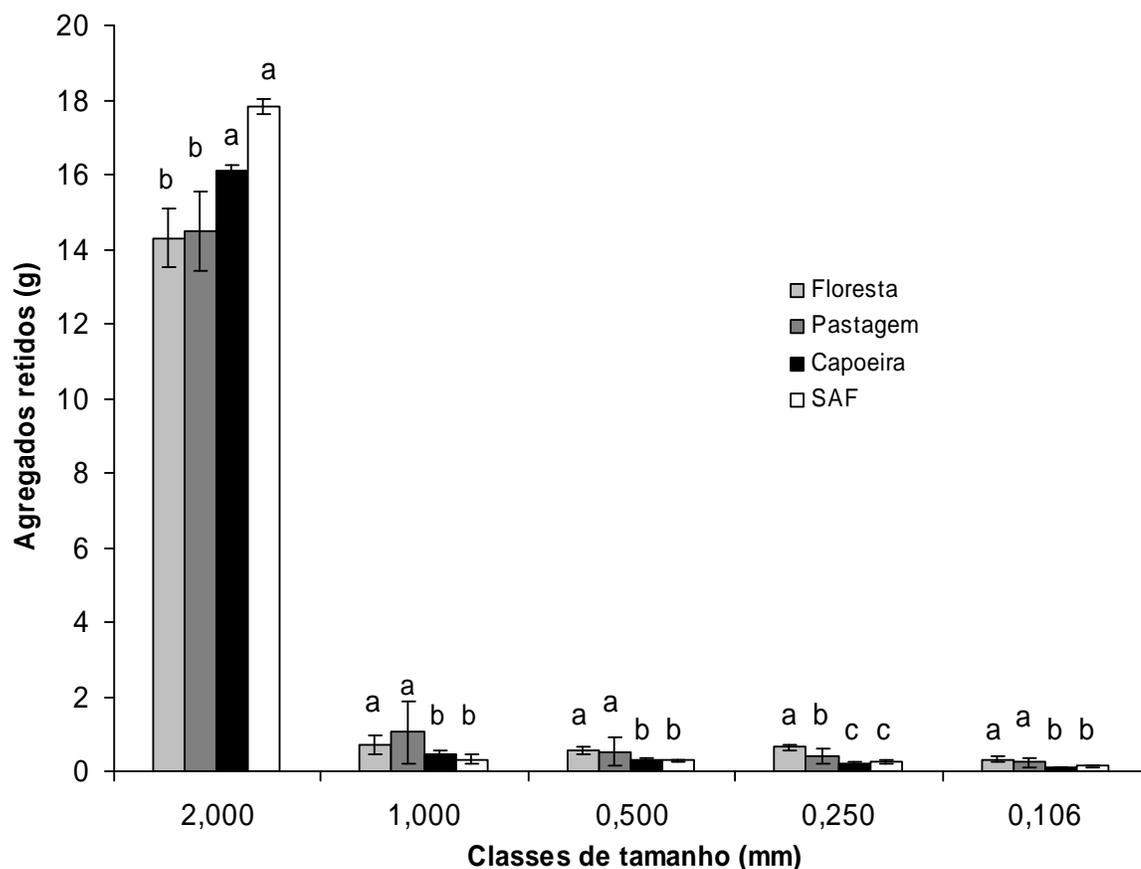


Figura 12. Valores médios geométricos das massas de agregados retidos em diferentes classes de tamanho. A letra compara os diferentes ambientes dentro de cada intervalo de classe ( $p < 0,05$ ); teste Tukey HSD 5%.

Mudanças ocorridas na estabilidade de agregados são refletidas em agregados de 0,5 a 2,0 mm. As maiores quantidades de agregados nas classes 2,0 mm encontrados nos ambientes indicam maior agregação do solo, principalmente em agregados de tamanhos maiores.

Os macroagregados, representados pela classe de diâmetro 2,0 mm, são agregados sensíveis a mudanças quanto a prática de uso e cultivo do solo, enquanto que os agregados compreendidos entre as classes 1,0 a 0,106 mm são menos sensíveis a práticas de uso (Puget et al., 2000).

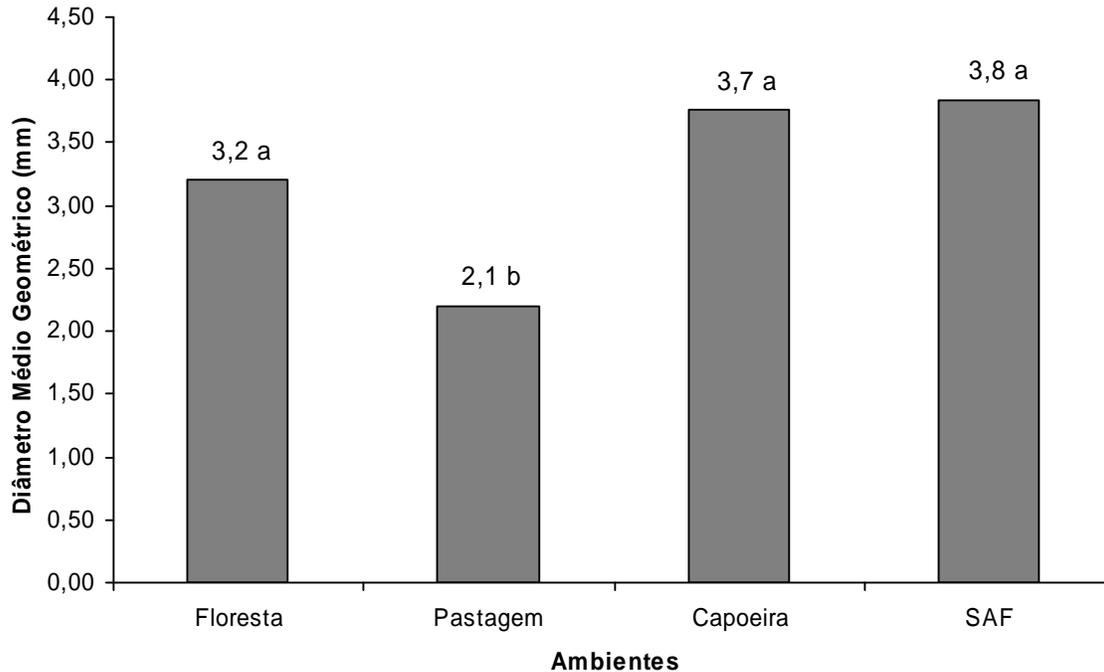


Figura 13. Diâmetro médio dos agregados nos diferentes ambientes ( $p < 0,05$ ); teste Tuckey HSD 5%.

O SAF e Capoeira são ambientes que apresentam as maiores taxas de agregados grandes (2,0 mm) e os solos da floresta e pastagem apresentam os maiores agregados na faixa de 0,106 mm. A rápida incorporação da liteira e a diversidade das plantas que compõem os SAF e Capoeira permitem estruturar de forma mais eficiente as camadas superficiais do solo, protegendo o COS. O tipo e uso do solo são fatores importantes 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).

Tabela 1. Valores totais de densidade, carbono orgânico, nitrogênio, relações C/N, densidade do solo, teor de argila, estoques de carbono e estoque de nitrogênio em diversas profundidades em diferentes sistemas de uso da terra (SUT): Floresta, Pastagem, Capoeira e SAF, na Amazônia Central.

Área	Prof. (cm)	COT	NiT	C:N	$\rho$	Argila	AG	AF	Silte	EC	EN
		-----%-----			---g cm <sup>-3</sup> ---	-----%-----			-----Mg ha <sup>-1</sup> -----		
Floresta	0-5	3,38 a ± 0,8	0,31 a ± 0,0	11,60 a ± 3,5	1,04 a ± 0,1	68,65 a ± 0,4	19,47 a ± 0,2	4,29 a ± 0,3	7,41 a ± 0,4	17,56 a ± 4,0	1,61 a ± 0,5
	5-10	2,72 a ± 0,0	0,26 a ± 0,1	11,59 a ± 4,0	1,07 a ± 0,1	70,32 a ± 0,9	18,47 a ± 0,1	4,39 a ± 0,3	6,41 b ± 0,3	14,56 a ± 0,6	1,41 a ± 0,6
	10-20	1,77 ab ± 0,2	0,14 b ± 0,0	12,84 a ± 0,2	1,11 a ± 0,2	79,40 b ± 1,2	11,84 c ± 0,1	4,48 a ± 0,2	4,72 c ± 0,3	19,73 a ± 2,6	1,53 a ± 0,1
	20-40	1,04 b ± 0,0	0,09 c ± 0,0	12,14 a ± 0,4	1,18 a ± 0,1	82,80 b ± 0,2	11,64 c ± 0,1	3,48 b ± 0,2	2,72 e ± 0,3	24,61 a ± 1,6	2,03 b ± 0,0
	40-60	0,76 c ± 0,0	0,06 c ± 0,0	11,94 a ± 0,3	1,18 a ± 0,1	81,14 b ± 0,1	14,02 b ± 0,4	3,28 b ± 0,1	1,72 e ± 0,3	17,77 ab ± 1,4	1,49 a ± 0,1
	60-80	0,56 c ± 0,0	0,05 c ± 0,0	11,21 a ± 0,3	1,22 bc ± 0,2	80,27 b ± 0,0	15,02 b ± 0,3	3,38 b ± 0,1	1,70 e ± 0,2	13,80 ab ± 0,6	1,23 a ± 0,0
	80-100	0,46 c ± 0,0	0,04 c ± 0,0	10,95 a ± 0,2	1,26 c ± 0,3	85,92 b ± 0,7	9,92 d ± 0,2	2,99 c ± 0,1	1,55 f ± 0,2	11,71 b ± 0,9	1,07 c ± 0,1
	100-160	0,36 c ± 0,0	0,03 c ± 0,0	13,65 a ± 1,6	1,23 c ± 0,1	86,32 b ± 0,3	9,17 d ± 0,5	2,73 c ± 0,1	3,81 c ± 0,2	26,93 a ± 1,9	2,00 b ± 0,3
	160-200 <sup>+</sup>	0,27 c ± 0,0	0,02 c ± 0,0	14,51 a ± 2,0	1,24 c ± 0,1	86,85 b ± 0,5	7,89 e ± 0,4	2,54 c ± 0,1	3,25 d ± 0,1	13,65 ab ± 1,1	0,95 c ± 0,0
Pastagem	0-5	4,55 a ± 0,4	0,29 a ± 0,0	15,45 a ± 0,6	1,10 a ± 0,0	78,45 b ± 0,4	10,65 a ± 0,5	2,54 a ± 0,2	7,63 a ± 0,3	25,01 b ± 2,5	1,61 b ± 0,1
	5-10	2,94 b ± 0,5	0,21 a ± 0,0	13,78 a ± 1,0	1,00 a ± 0,0	81,59 b ± 0,8	9,89 a ± 0,3	2,00 a ± 0,2	6,52 ab ± 0,2	15,69 c ± 2,5	1,12 c ± 0,1
	10-20	1,86 c ± 0,1	0,15 b ± 0,0	11,79 a ± 0,7	1,18 a ± 0,0	89,50 a ± 1,6	3,86 b ± 0,2	2,12 ab ± 0,1	4,52 bc ± 0,2	22,04 b ± 1,9	1,90 ab ± 0,3
	20-40	1,06 c ± 0,0	0,09 c ± 0,0	11,34 a ± 0,4	1,15 a ± 0,0	90,60 a ± 0,6	2,40 c ± 0,2	1,98 b ± 0,1	5,02 b ± 0,2	24,58 b ± 1,7	2,17 a ± 0,1
	40-60	0,69 d ± 0,0	0,06 c ± 0,0	10,68 a ± 0,5	1,12 a ± 0,0	91,36 a ± 0,2	2,40 c ± 0,3	1,22 c ± 0,1	5,02 b ± 0,2	15,80 c ± 1,6	1,48 bc ± 0,1
	60-80	0,56 d ± 0,1	0,05 c ± 0,0	10,58 a ± 0,4	1,23 a ± 0,1	91,36 a ± 0,1	4,29 b ± 0,2	1,14 c ± 0,1	3,58 d ± 0,1	13,98 d ± 1,1	1,31 c ± 0,0
	80-100	0,46 d ± 0,0	0,04 c ± 0,0	9,76 a ± 0,9	1,18 a ± 0,0	91,6 a ± 0,1	4,13 b ± 0,1	1,21 c ± 0,1	3,06 d ± 0,1	10,93 d ± 1,0	1,12 c ± 0,0
	100-160	0,42 d ± 0,0	0,04 c ± 0,0	10,56 a ± 0,8	1,20 a ± 0,0	91,74 a ± 0,1	3,96 b ± 0,1	0,96 d ± 0,2	3,38 d ± 0,1	30,59 a ± 2,0	2,94 a ± 0,3
	160-200 <sup>+</sup>	0,38 d ± 0,0	0,03 c ± 0,0	11,24 a ± 1,5	1,21 a ± 0,0	92,15 a ± 0,2	3,50 b ± 0,1	0,96 d ± 0,1	3,38 d ± 0,1	18,37 c ± 3,5	1,76 b ± 0,5
Capoeira	0-5	5,45 a ± 0,7	0,33 a ± 0,0	16,43 a ± 0,9	1,06 b ± 0,0	76,11 b ± 2,2	10,12 a ± 0,4	2,09 a ± 0,3	8,65 a ± 0,4	29,05 a ± 4,1	1,76 b ± 0,2
	5-10	3,16 b ± 1,0	0,21 a ± 0,0	14,29 b ± 1,8	1,13 b ± 0,0	78,98 b ± 3,3	9,13 a ± 0,3	2,08 a ± 0,2	5,22 b ± 0,3	17,95 c ± 5,7	1,22 c ± 0,2
	10-20	1,78 c ± 0,1	0,14 b ± 0,0	12,41 c ± 0,4	1,16 b ± 0,0	82,69 b ± 3,0	6,16 b ± 0,2	1,79 b ± 0,2	5,26 b ± 0,1	20,75 c ± 1,6	1,66 b ± 0,0
	20-40	1,16 c ± 0,3	0,09 c ± 0,0	11,90 c ± 0,6	1,16 b ± 0,0	85,49 a ± 3,63	5,16 b ± 0,2	2,79 a ± 0,1	5,15 b ± 0,1	27,24 b ± 7,9	2,20 a ± 0,6
	40-60	0,94 cd ± 0,4	0,07 c ± 0,0	11,76 c ± 0,6	1,18 b ± 0,0	86,24 a ± 3,6	5,89 b ± 0,1	1,70 b ± 0,1	5,23 b ± 0,1	22,39 c ± 10,7	1,80 b ± 0,7
	60-80	0,63 d ± 0,1	0,05 c ± 0,0	11,14 c ± 0,5	1,23 ab ± 0,0	88,23 a ± 1,2	6,44 b ± 0,1	1,20 d ± 0,1	2,40 d ± 0,1	15,69 d ± 3,5	1,40 c ± 0,2
	80-100	0,51 d ± 0,0	0,04 c ± 0,0	11,68 c ± 1,3	1,24 ab ± 0,0	88,51 a ± 0,7	5,04 b ± 0,1	1,43 c ± 0,1	2,83 d ± 0,1	12,75 d ± 2,1	1,00 d ± 0,1
	100-160	0,40 e ± 0,0	0,03 c ± 0,0	12,84 c ± 1,6	1,28 ab ± 0,0	89,39 a ± 0,9	4,51 c ± 0,1	1,30 c ± 0,1	3,71 c ± 0,1	30,76 a ± 2,6	2,40 a ± 0,4
	100-160 <sup>+</sup>	0,35 e ± 0,0	0,02 c ± 0,0	14,80 b ± 4,4	1,31 a ± 0,0	89,91 a ± 0,9	3,91 c ± 0,1	1,73 b ± 0,1	2,81 d ± 0,1	18,32 c ± 3,0	1,30 c ± 0,4

Continuação Tabela 1.

Área	Prof. (cm)	COT -----%-----	NiT	C:N	$\rho$ ---g.cm <sup>-3</sup> ---	Argila	AG	AF	Silte	EC	EN -----Mgha <sup>-1</sup> -----
SAF	0-5	5,42 a± 1,2	0,30 a± 0,0	17,53 a± 2,2	1,15 c± 0,0	72,54 d± 7,5	14,73 a± 0,1	2,53 a± 0,2	10,20 a± 0,3	31,24 a± 6,6	1,73 a± 0,1
	5-10	2,79 b± 0,3	0,19 b± 0,0	14,31 bc± 0,8	1,21 b± 0,0	75,70 d± 2,1	13,53 a± 0,1	2,60 a± 0,3	8,10 b± 0,2	16,96 c± 2,0	1,17 c± 0,1
	10-20	1,72 c± 0,1	0,13 c± 0,0	13,04 bc± 0,7	1,26 ab± 0,0	86,51 c± 2,8	6,20 b± 0,1	1,81 b± 0,2	4,99 c± 0,2	21,87 b± 1,6	1,70 a± 0,1
	20-40	1,13 c± 0,0	0,0 d± 0,0	12,58 bc± 0,5	1,27 ab± 0,0	87,76 b± 0,5	6,82 b± 0,1	1,26 c± 0,3	4,89 c± 0,2	28,88 a± 1,6	2,29 a± 0,1
	40-60	0,82 d± 0,0	0,0 d± 0,0	12,36 bc± 0,9	1,28 ab± 0,0	87,22 b± 0,6	6,41 b± 0,1	1,51 b± 0,1	5,09 c± 0,2	21,20 b± 1,1	1,72 a± 0,1
	60-80	0,67 e± 0,0	0,0 d± 0,0	12,70 bc± 1,1	1,31 a± 0,0	88,18 b± 0,8	6,20 b± 0,1	1,20 c± 0,1	4,47 c± 0,2	17,66 c± 0,9	1,39 b± 0,2
	80-100	0,55 e± 0,0	0,0 d± 0,0	11,73 c± 0,3	1,30 a± 0,0	88,86 b± 0,9	5,89 b± 0,1	1,14 c± 0,1	4,25 c± 0,2	14,54 d± 1,5	1,24 c± 0,0
	100-160	0,38 f± 0,0	0,0 d± 0,0	16,20 a± 2,1	1,29 a± 0,0	90,27 a± 0,9	3,96 c± 0,0	1,20 c± 0,1	5,33 c± 0,2	29,59 a± 2,1	1,91 a± 0,2
	160-200 <sup>+</sup>	0,33 f± 0,0	0,0 d± 0,0	17,83 a± 1,6	1,32 a± 0,0	91,04 a± 0,8	4,00 c± 0,0	1,14 c± 0,1	4,98 c± 0,2	17,66 c± 0,8	1,0 d± 0,0

Valores obtidos médios (N = 5) para COT = carbono orgânico total; NiT = nitrogênio orgânico total;  $\rho$  = densidade do solo; teor de argila; EC = estoque de carbono no solo; EN = estoque de nitrogênio no solo; AG = areia grossa; AF = areia fina

Comparações entre as médias pelo teste Tuckey (HSD). Valores seguidos da mesma letra numa mesma coluna não são significativamente diferentes pela Teste F da análise de variância (p=0,05).

Tabela 2. Resultados das análises químicas dos solos sob diferentes sistemas de uso da terra (SUT).

Prof. (cm)	Hor.	pH H <sub>2</sub> O	pH KCl	C	MO	P	K	Na	Ca	Mg	Al	H+Al	SB	T	m	V	Fe	Zn	Mn	Cu
				-----%	mg.dm <sup>-3</sup>				-----cmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup>				-----%	-----mg.dm <sup>-3</sup>						
<b>Latossolo Amarelo Distrófico textura muito argilosa - Floresta</b>																				
0-10	Ap	3,9	3,8	3,0	5,1	2,0	0,1	0,0	0,0	0,1	1,3	111,0	0,3	111,3	11	0,2	331	0,7	1,5	0,2
10-45	BA	4,3	4,0	1,4	2,4	0,8	0	0	0	0	0,8	90,8	0	90,9	93,1	1,5	266	0,1	1,3	0,2
45-82	Bw1	4,5	4,2	0,7	1,6	0,5	0	0	0	0	0,6	80,2	0	80,2	95,2	0,0	80	0	0,7	0,1
82-108	Bw2	4,8	4,2	0,5	1,3	0,3	0	0	0	0	0,5	70,7	0	70,7	94,6	1,6	56	0,1	0,3	0,1
108-200 <sup>+</sup>	Bw3	5,0	4,4	0,3	0,9	0,4	0	0	0	0	0,3	60,5	0	60,5	90	0,0	34	0,1	0	0
<b>Latossolo Amarelo Distrófico textura muito argilosa - Pastagem</b>																				
0-11	A	5,2	5,5	3,7	6,5	3,9	0,3	0	2,0	0,9	0,6	120	3,1	123,1	169,7	2,5	324	3,7	26,9	0,1
11-64	BA	4,9	4,4	1,2	2,1	0,6	0	0	0,2	0,2	0,8	98,3	0,4	98,7	64,5	0,4	149	0,5	0,3	0,1
64-122	Bw1	5,0	4,4	0,6	0,9	0,5	0	0	0,2	0,2	0,6	80,1	0,4	80,5	56,6	0,5	35	0,7	0,9	0,1
122-200 <sup>+</sup>	Bw2	5,4	4,5	0,3	0,6	0,4	0	0	0	0	0,4	70,5	0,2	70,7	68,1	0,2	18	0,3	0,2	0,1
<b>Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico textura muito argilosa – Capoeira</b>																				
0-7	A	3,6	3,8	4,0	7,0	6,0	0,1	0	0,2	0,2	2,4	88,5	0,6	89	80,8	0,6	193	2,6	2,7	0,3
7-16	AB	3,8	4,0	2,2	3,9	2,4	0	0	0	0	1,5	80,3	0,3	80,6	85,2	0,3	218	1,2	3,2	0,2
16-58	BA	4,2	4,2	1,0	1,8	1,0	0	0	0	0	0,9	78,0	0,1	78,1	90,5	0,1	196	0,7	1,0	0,1
58-103	Bw1	4,8	4,3	0,6	1,0	0,3	0	0	0	0	0,6	70,4	0	70,4	94,2	0	27	0,4	0,3	0,1
103-200 <sup>+</sup>	Bw2	5,4	4,5	0,5	0,8	0,3	0	0	0	0	0,2	68,4	0,1	68,5	65,8	0,2	14	0,4	0,3	0,1

MO = matéria orgânica; T = capacidade de troca de cátions (SB+H<sup>+</sup>+Al<sup>3+</sup>); m = saturação por alumínio (Al<sup>3+</sup>/SB+Al<sup>3+</sup>).100; V = saturação por bases (100.SB/T)

Continuação Tabela 2.

Prof. (cm)	Hor.	pH H <sub>2</sub> O	pH KCl	C	MO	P	K	Na	Ca	Mg	Al	H+Al	SB	T	m	V	Fe	Zn	Mn	Cu
				-----%-----	mg.dm <sup>-3</sup>											-----%-----				-----mg.dm <sup>-3</sup> -----
<b>Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico textura muito argilosa - SAF</b>																				
0-7	A	4,4	4,0	3,2	5,4	11,1	0,2	0	2,0	0,6	0,9	90,3	3,8	94,1	20,1	4,0	137	4,7	14,4	0,1
7-14	AB	3,9	4,1	2,7	4,6	5,9	0	0	0,4	0,2	1,2	80,1	1,9	82,0	39,5	2,3	212	2,1	5,4	0,1
14-51	BA	4,4	4,3	1,0	1,7	0,9	0	0	0,1	0	0,7	82,4	0,2	82,6	76,0	0,3	161	0	1,8	0
51-120	Bw1	4,9	4,4	0,5	0,9	0,3	0	0	0,2	0	0,4	70,2	0,3	70,5	54,0	0,5	16	0	0,5	0
120-200 <sup>+</sup>	Bw2	5,4	4,7	0,4	0,7	0,2	0	0	0,1	0	0,1	60,5	0,2	60,7	37,0	0,3	13	0	0,1	0

MO = matéria orgânica; T = capacidade de troca de cátions (SB+H<sup>+</sup>+Al<sup>3+</sup>); m = saturação por alumínio (Al<sup>3+</sup>/SB+Al<sup>3+</sup>).100; V = saturação por bases (100.SB/T)

### Mass das frações físicas dos solos

As distribuições das massas das frações físicas obtidas nos diferentes solos são apresentadas na Tabela 3. O balanço da massa de solo após a execução do fracionamento indicou que houve uma recuperação de 82% a 102,37% do total do carbono do solo. Esses valores refletem a adequada manipulação das amostras durante as análises (Neufeldt; Resck; Ayarza, 2002), apesar das várias etapas que a amostra é submetida durante o fracionamento, estando dentro dos limites adequados para esse tipo de estudo (Freixo et al., 2002).

Comparando-se todas as áreas, as áreas de Capoeira ( $175,47 \pm 50,6 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$ ;  $13,0 \pm 5,0 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$ ) e SAFs ( $143,52 \pm 61 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$ ;  $20,47 \pm 9,2 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$ ) foram as que apresentaram a maior massa de frações leves (livre e intra-agregado), respectivamente, seguido da Floresta ( $135,24 \pm 70,8 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$ ;  $6,97 \pm 2,8 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$ ) e Pastagem ( $86,70 \pm 15,0 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$ ;  $7,11 \pm 3,4 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$ ). Esses resultados pressupõem que as áreas de Capoeira e SAFs são áreas com rápida reposição de resíduos orgânicos, atuando de forma similar a áreas florestadas, recuperando o solo e o COS.

Dentre os 4 sistemas de uso da terra, a profundidade de 0-5 cm foi a que apresentou os maiores valores de fração leve, diferindo estatisticamente das outras camadas ( $F=342,25$ ;  $p<0,001$ ) demonstrando a contribuição do carbono orgânico nessa camada. Os maiores pesos das frações foram obtidos até a profundidade de 20 cm, a partir daí ocorre uma redução crescente até 2 m de profundidade. Entre os vários compartimentos da MOS a fração FLL é mais sensíveis às mudanças causadas pelo manejo, como os resíduos de plantas e outros compartimentos mais lábeis são rapidamente reduzidos após introdução de cultivo (Cambardella & Elliot, 1992).

A partir de 20 cm de profundidade, as variações dos pesos das frações FLL e FLI não foram bruscas, sendo as maiores variações ainda existentes ocorridas na fração FLL. Os pesos variaram de:  $16,89 \pm 6,3 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$  a  $3,74 \pm 0,9 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$  FLL;  $3,59 \pm 1,6$  a  $2,08 \pm 0,7 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$  FLI (Floresta);  $11,02 \pm 2,3 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$  a  $3,25 \pm 0,5 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$  FLL;  $2,83 \pm 0,7$  a  $2,09 \pm 0,5 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$  FLI (Pastagem);  $9,48 \pm 2,7 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$  a  $2,94 \pm 0,5 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$  FLL;  $5,90 \pm 3,3$  a  $1,99 \pm 0,5 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$  FLI (Capoeira);  $8,99 \pm 2,9 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$  a  $3,14 \pm 0,8 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$  FLL;  $3,07 \pm 0,7$  a  $2,75 \pm 0,7 \text{ g kg}^{-1}\text{solo}$  FLI (SAF) (Tabela 3).

Observa-se que os maiores valores de FLL e FLI foram obtidos na seqüência Capoeira > SAF > Floresta > Pastagem, demonstrando a ordem crescente de proteção física da MOS. As mudanças do conteúdo das massas da FLL e FLI são decorrentes das alterações na quantidade e qualidade dos resíduos vegetais que são incorporados ao solo, da relação entrada por superfície e subsuperfície destes resíduos e, principalmente, das diferentes formas de manejo adotadas (Soares, 2007).

Os resultados das massas expostos na Tabela 3 enfatizam que os resíduos orgânicos, na forma de liteira, introduzidos nos solos sob Capoeira e SAF, são eficazes para aumentar a quantidade de massa de carbono orgânico nas frações do solo. Os solos sob Floresta representam um ambiente onde a entrada e saída de resíduos orgânicos requer um maior tempo, sendo influenciado pela sazonalidade, sendo o oposto em solos cultivados, onde a sazonalidade é menos proeminente (Conti et al., 1992). No caso do ambiente de pastagem, os valores das massas das frações são reduzidos de forma mais acentuada, demonstrando a eficiência desse ambiente em conservar o carbono orgânico, a exceção das camadas superficiais.

As massas das frações pesadas (areia, silte e argila) (Tabela 3) demonstram que em solos argilosos amazônicos, a textura tem influência fundamental na retenção de carbono orgânico. Em todos os ambientes, os pesos das frações de carbono na fração argila aumentaram em profundidade, variando de:  $508,20 \pm 80,7 \text{ g kg}^{-1} \text{ solo}$  a  $802,86 \pm 82 \text{ g kg}^{-1} \text{ solo}$  (Floresta);  $742,71 \pm 72,9 \text{ g kg}^{-1} \text{ solo}$  a  $879,30 \pm 39,7 \text{ g kg}^{-1} \text{ solo}$  (Pastagem);  $649,39 \pm 78,9 \text{ g kg}^{-1} \text{ solo}$  a  $919,20 \pm 54,2 \text{ g kg}^{-1} \text{ solo}$  (Capoeira) e de  $581,71 \pm 63,7 \text{ g kg}^{-1} \text{ solo}$  a  $882,95 \pm 25,5 \text{ g kg}^{-1} \text{ solo}$  (SAF), diferenciando-se das outras frações (silte e areia) que diminuíram em profundidade.

Tabela 3. Pesos das frações de carbono nos solos dos diferentes ecossistemas estudados.

Prof. (cm)	FLL	FLI	Fargila	Fsilte	Fareia	Total	R%
-----g kg <sup>-1</sup> solo-----							
<b>FLORESTA</b>							
0-5	135,24 a±70,8	6,97 a±2,8	508,20 a±80,7	69,13 c±29,4	242,87 a±38,3	962,41 ab±98,1	99,10 a±4,5
5-10	53,15 b±6,5	3,78 b±1,4	608,00 ab±58,7	83,67 b±7,5	232,50 a±19,1	981,10 ab±31,1	101,70 a±55,4
10-20	45,47 b±6,0	3,96 b±0,7	654,67 ab±90,4	102,00 a±36,9	217,63 a±14,3	1023,73 a±69,7	95,40 a±24,3
20-40	16,89 c±6,3	3,59 b±1,6	604,00 ab±30	120,33 a±75,8	158,67 b±80,9	903,48 ab±38,4	95,40 a±24,3
40-60	3,44 d±0,1	3,89 b±0,9	695,67 b±35	31,67 d±5,0	127,03 b±8,8	861,69 b±34,0	87,20 a±28,2
60-80	4,07 d±2,2	2,46 b±0,2	692,78 b±51,3	35,11 d±22,4	122,18 b±20,4	856,60 b±34,7	87,40 a±34,2
80-100	3,10 d±1,4	2,64 b±1,1	763,67 b±46,1	18,67 e±7,4	122,40 b±12,1	910,47 a±32,4	91,90 a±33,2
100-160	6,67 e±2,0	5,20 a±3,7	781,75 bc±80	132,30 a±16,0	88,72 c±7,1	1014,64 a±33,0	84,00 a±30,0
160-200 <sup>+</sup>	3,74 d±0,9	2,08 b±0,7	802,86 c±82	116,24 a±27,0	68,08 c±6,1	993,00 ab±55,0	82,00 a±31,4
<b>PASTAGEM</b>							
0-5	86,70 a±15,0	7,11 a±3,4	742,71 a±72,9	96,58 b±19,9	136,54 a±16,8	1023,09 a±34,3	91,34 a±3,3
5-10	38,72 b±16,7	6,09 a±3,1	654,42 b±43,5	182,25 a±79,5	105,95 a±6,8	987,43 a±58,0	82,55 a±6,8
10-20	20,34 c±3,4	4,36 b±1,5	767,66 a±44,2	74,30 c±25,7	88,93 b±2,1	967,22 a±37,6	79,06 a±16,1
20-40	11,02 d±2,3	2,83 c±0,7	788,21 a±67,6	82,77 b±39,9	67,49 c±3,5	952,31 a±54,0	91,19 a±6,3
40-60	6,21 e±3,0	2,71 c±0,8	817,70 a±49	49,31 cd±8,1	52,78 cd±4,8	928,72 a±46,0	89,18 a±3,7
60-80	3,84 f±0,9	2,05 c±0,5	849,91 a±32	34,43 d±2,8	48,31 d±2,7	938,53 a±33,2	87,54 a±4,5
80-100	3,55 f±1,1	1,79 c±0,3	870,72 a±36,6	36,72 d±15,3	49,18 d±3,5	961,97 a±39,0	93,79 a±3,7
100-160	4,04 f±1,0	4,22 b±3,4	942,94 a±65	35,00 d±8,2	44,01 d±3,1	937,33 a±49,8	88,78 a±4,6
160-200 <sup>+</sup>	3,25 f±0,5	2,09 c±0,5	879,30 a±39,7	33,89 d±6,6	40,38 d±3,2	954,24 a±36,8	88,37 a±2,4
<b>CAPOEIRA</b>							
0-5	175,47 a±50,6	13,05 a±5,0	649,39 b±78,9	96,95 a±22,9	164,68 a±42,2	1099,54 a±36,0	102,37 a±3,0
5-10	28,00 b±8,8	6,27 b±1,6	738,70 a±54,5	89,25 a±21,8	118,51 b±10,1	980,74 a±36,8	85,80 a±16,1
10-20	21,52 b±2,9	5,57 b±1,4	779,93 a±54,7	75,66 a±36,2	100,00 b±9,1	982,68 a±15,0	95,82 a±3,1
20-40	9,48 c±2,7	5,90 b±3,3	776,71 a±100,7	37,32 c±40,0	178,47 a±96	1007,88 a±35,5	89,30 a±4,4
40-60	7,07 cd±4,8	3,09 c±1,2	819,25 a±51	72,25 a±14,0	69,95 c±5,2	971,60 a±35,0	91,49 a±7,8
60-80	5,32 d±1,3	2,07 c±0,6	845,25 a±37,6	54,25 b±8,6	71,28 c±5,6	978,17 a±37,2	88,97 a±4,7
80-100	5,49 d±3,9	2,01 c±0,5	857,50 a±66,2	47,00 b±4,2	70,98 c±8,2	982,97 a±73,7	90,29 a±6,3
100-160	3,83 e±0,5	2,18 c±0,8	890,63 a±39,1	29,21 c±14,1	48,07 d±4,9	973,92 a±53,5	89,52 a±8,6
160-200 <sup>+</sup>	2,94 e±0,5	1,99 d±0,5	919,20 a±54,2	31,06 c±9,1	41,56 d±1,9	996,75 a±54,1	83,15 a±8,6
<b>SISTEMA AGROFLORESTAL (SAF)</b>							
0-5	143,52 a±61	20,47 a±9,2	581,71 c±63,7	96,71 ab±25,4	154,27 a±18,7	996,69 a±69,4	98,63 a±5,2
5-10	32,13 b±10,9	7,73 b±3,2	722,00 b±36,4	78,00 b±24,5	119,64 b±12,7	959,51 a±35,4	88,35 a±8,4
10-20	19,36 c±7,6	4,53 c±1,4	801,14 a±50,8	55,43 c±17,3	80,89 c±21	961,35 a±40,7	93,28 a±4,5
20-40	8,99 d±2,9	3,07 c±0,7	759,29 b±104	133,14 a±110	64,94 d±35,2	969,43 a±38,6	97,62 a±3,5
40-60	5,39 e±1,0	1,83 e±0,3	789,36 b±34	75,12 b±22,3	75,36 c±15,2	947,07 a±30,0	89,19 a±5,8
60-80	4,17 ef±1,2	1,70 e±0,5	864,00 a±32,7	85,57 b±31,1	49,60 e±19,7	1005,04 a±18,8	89,39 a±7,9
80-100	4,42 ef±1,1	2,18 d±0,7	838,32 a±54,7	52,36 c±7,8	61,13 d±5,6	958,41 a±60,1	92,20 a±4,6
100-160	3,29 f±0,9	3,12 c±0,9	910,98 a±16,4	37,30 d±6,4	49,88 e±4,6	1004,57 a±14,7	78,57 a±6,0
160-200 <sup>+</sup>	3,14 f±0,8	2,75 d±0,7	882,95 a±25,5	39,28 d±7,4	41,02 e±2,9	969,14 a±31,5	83,32 a±10,0

Valores obtidos e respectivos desvios-padrões (N = 5) para FLL = fração leve livre; FLI = fração leve intra-agregada; Fargila = fração argila; Fsilte = fração silte; Fareia = fração areia; R = taxa de recuperação.

### **Teores de carbono e nitrogênio nas frações físicas da MOS nos diferentes sistemas**

As diferentes práticas de manejo do solo influenciam a taxa de ciclagem e os teores de carbono orgânico (CO) e de N (Cambardella & Elliot, 1994). Em solos amazônicos, argilosos a muito argilosos, porosos, com predomínio de microporos, alta retenção de água e condutividade (Marques et al., 2004), a ciclagem de CO se torna mais dependente das práticas utilizadas sendo importante a manutenção do COS.

Na Tabela 4 são apresentados os teores de carbono ( $\text{g kg}^{-1}$  solo) das frações leves livre (C-FLL), frações leve intra-agregada (C-FLI) e frações pesadas (C-argila, C-areia e C-silte) da MOS, até 2 m de profundidade, nas áreas de Floresta Primária, Pastagem, Capoeira e Sistema Agroflorestal (SAF). Os teores de carbono nas camadas superficiais do solo (0-5, 5-10, 10-20 e 20-40 cm) contidos nas frações leves (Tabela 4) foram mais altos do que nas frações pesadas (Tabela 4), entretanto, em profundidade ocorreu o inverso na fração C-argila, onde o carbono dessa fração foi superior tanto as frações C-FLL e C-FLI quanto as outras duas frações pesadas (C-areia e C-silte). Apesar do carbono orgânico diminuir em profundidade, o aumento no teor de argila estabiliza o carbono que existe em profundidade.

No geral, os teores de carbono obtidos nas frações do solo nos diferentes ambientes diminuíram em profundidade, indicando que as frações dos horizontes superficiais são mais enriquecidas em carbono, devido a maior proximidade do local de acúmulo de resíduos orgânicos (Tabela 4). Ainda na Tabela 4, é possível visualizar que as camadas superficiais (0-5, 5-10, 10-20 e 20-40 cm) diferiram significativamente ( $F = 240,21$ ;  $p < 0,001$ ), ( $F = 310,25$ ;  $p < 0,0001$ ); ( $F = 120,25$ ;  $p < 0,001$ ); ( $F = 160,23$ ;  $p < 0,001$ ) das subsuperficiais (40-60, 60-80, 80-100, 100-160 e 160-200 cm) em todos os ambientes avaliados.

Os teores de carbono na fração C-FLL estiveram entre 0,1 a 26,2  $\text{g kg}^{-1}$  solo (Floresta), 0,13 a 15,96  $\text{g kg}^{-1}$  solo (Pastagem) e 0,16 a 38,94  $\text{g kg}^{-1}$  solo (Capoeira) e de 0,07 a 30,68  $\text{g kg}^{-1}$  solo (SAF), decrescendo em profundidade (Figura 14A). Na fração C-FLI os valores foram menores, variando de 0,02 a 1,03  $\text{g kg}^{-1}$  solo (Floresta 14B), de 0,06 a 1,36  $\text{g kg}^{-1}$  solo (Pastagem) e de 0,02 a 2,56  $\text{g kg}^{-1}$  solo (Capoeira) e de 0,06 a 3,07  $\text{g kg}^{-1}$  solo (SAF).

Tabela 4. Teores de carbono ( $\text{g kg}^{-1}$  solo) e nitrogênio nas frações leves dos solos nos diferentes ambientes

Área	Profundidade (cm)	Fração FLL		Fração FLI	
		C	N	C	N
Floresta	0-5	26,20 a $\pm$ 14	1,12 a $\pm$ 0,7	1,03 a $\pm$ 1,0	0,04 a $\pm$ 0,0
	5-10	11,84 b $\pm$ 4	0,51 b $\pm$ 0,2	0,76 a $\pm$ 0,3	0,03 a $\pm$ 0,0
	10-20	4,76 c $\pm$ 1,2	0,29 b $\pm$ 0,0	0,60 a $\pm$ 0,3	0,02 bc $\pm$ 0,0
	20-40	1,66 d $\pm$ 0,5	0,03 c $\pm$ 0,0	0,48 a $\pm$ 0,2	0,01 c $\pm$ 0,0
	40-60	0,50 e $\pm$ 0,1	0,02 c $\pm$ 0,0	0,09 a $\pm$ 0,1	0,01 c $\pm$ 0,0
	60-80	0,36 e $\pm$ 0,1	0,01 c $\pm$ 0,0	0,07 a $\pm$ 0,0	0,02 c $\pm$ 0,0
	80-100	0,15 e $\pm$ 0,1	0,02 c $\pm$ 0,0	0,02 a $\pm$ 0,0	0,02 c $\pm$ 0,0
	100-160	0,24 e $\pm$ 0,2	0,02 c $\pm$ 0,0	0,02 a $\pm$ 0,0	0,02 c $\pm$ 0,0
160-200 <sup>+</sup>	0,16 e $\pm$ 0,1	0,00 c $\pm$ 0,0	0,02 a $\pm$ 0,0	0,01 c $\pm$ 0,0	
Pastagem	0-5	15,96 a $\pm$ 3,5	0,53 a $\pm$ 0,1	1,36 a $\pm$ 1,1	0,04 a $\pm$ 0,0
	5-10	5,96 b $\pm$ 2,9	0,19 b $\pm$ 0,1	1,12 a $\pm$ 0,9	0,04 a $\pm$ 0,0
	10-20	2,57 c $\pm$ 0,3	0,05 c $\pm$ 0,0	0,53 b $\pm$ 0,5	0,01 b $\pm$ 0,0
	20-40	1,17 d $\pm$ 0,2	0,01 c $\pm$ 0,0	0,22 c $\pm$ 0,1	0,01 b $\pm$ 0,0
	40-60	0,41 e $\pm$ 0,1	0,01 c $\pm$ 0,0	0,08 d $\pm$ 0,0	0,01 b $\pm$ 0,0
	60-80	0,30 e $\pm$ 0,1	0,01 c $\pm$ 0,0	0,07 d $\pm$ 0,1	0,01 b $\pm$ 0,0
	80-100	0,20 e $\pm$ 0,1	0,01 c $\pm$ 0,0	0,05 d $\pm$ 0,0	0,01 b $\pm$ 0,0
	100-160	0,21 e $\pm$ 0,1	0,01 c $\pm$ 0,0	0,02 d $\pm$ 0,0	0,01 b $\pm$ 0,0
160-200 <sup>+</sup>	0,13 f $\pm$ 0,1	0,01 c $\pm$ 0,0	0,06 d $\pm$ 0,0	0,01 b $\pm$ 0,0	
Capoeira	0-5	38,94 a $\pm$ 12,6	1,79 a $\pm$ 0,7	2,56 a $\pm$ 1,4	0,10 a $\pm$ 0,0
	5-10	6,56 b $\pm$ 2,7	0,22 b $\pm$ 0,0	0,96 b $\pm$ 0,4	0,02 b $\pm$ 0,0
	10-20	3,05 c $\pm$ 0,6	0,07 c $\pm$ 0,0	0,63 b $\pm$ 0,3	0,01 b $\pm$ 0,0
	20-40	1,44 d $\pm$ 1,2	0,03 cd $\pm$ 0,0	0,13 c $\pm$ 0,0	0,00 b $\pm$ 0,0
	40-60	1,01 d $\pm$ 0,9	0,00 d $\pm$ 0,0	0,23 c $\pm$ 0,3	0,01 b $\pm$ 0,0
	60-80	0,49 e $\pm$ 0,2	0,01 d $\pm$ 0,0	0,06 d $\pm$ 0,0	0,01 b $\pm$ 0,0
	80-100	0,38 e $\pm$ 0,1	0,00 d $\pm$ 0,0	0,04 d $\pm$ 0,0	0,00 b $\pm$ 0,0
	100-160	0,29 e $\pm$ 0,1	0,01 d $\pm$ 0,0	0,01 d $\pm$ 0,0	0,02 b $\pm$ 0,0
160-200 <sup>+</sup>	0,16 f $\pm$ 0,0	0,01 d $\pm$ 0,0	0,02 d $\pm$ 0,0	0,02 b $\pm$ 0,0	
SAF	0-5	30,68 a $\pm$ 12,6	1,25 a $\pm$ 0,6	3,07 a $\pm$ 2,0	0,15 a $\pm$ 0,0
	5-10	6,10 b $\pm$ 2,5	0,21 b $\pm$ 0,0	1,12 b $\pm$ 0,7	0,11 a $\pm$ 0,0
	10-20	2,80 c $\pm$ 1,0	0,05 c $\pm$ 0,0	0,47 c $\pm$ 0,2	0,12 a $\pm$ 0,0
	20-40	1,15 d $\pm$ 0,4	0,01 c $\pm$ 0,0	0,31 c $\pm$ 0,2	0,11 a $\pm$ 0,0
	40-60	0,66 e $\pm$ 0,2	0,01 c $\pm$ 0,0	0,07 d $\pm$ 0,0	0,11 a $\pm$ 0,0
	60-80	0,35 e $\pm$ 0,2	0,01 c $\pm$ 0,0	0,03 d $\pm$ 0,0	0,11 a $\pm$ 0,0
	80-100	0,30 e $\pm$ 0,2	0,01 c $\pm$ 0,0	0,04 d $\pm$ 0,0	0,11 a $\pm$ 0,0
	100-160	0,12 f $\pm$ 0,1	0,01 c $\pm$ 0,0	0,01 e $\pm$ 0,0	0,11 a $\pm$ 0,0
160-200 <sup>+</sup>	0,07 f $\pm$ 0,0	0,01 c $\pm$ 0,0	0,06 d $\pm$ 0,0	0,09 a $\pm$ 0,0	

Valores obtidos e respectivos desvios-padrões (N = 5) para C = carbono e N = nitrogênio

Comparações entre as médias feita pelo teste Tukey (HSD).

Valores seguidos da mesma letra numa mesma coluna não são significativamente diferentes pela Teste F da análise de variância ( $p=0,05$ ).

Os teores de carbono obtidos na fração lábil (Tabela 4), na superfície (0-5cm), nos solos sob Capoeira (38,94 g kg<sup>-1</sup> solo), SAF (30,68 g kg<sup>-1</sup> solo), Floresta (26,20 g kg<sup>-1</sup> solo) não diferem significativamente, entretanto, os teores de carbono, em termos de valores absolutos das áreas de Capoeira e SAF são superiores a área de Floresta.

Von Lutzow et al. (2006) afirmam que em áreas de floresta tropical a atividade biológica proporciona aumento na fração lábil do solo, sendo dependente da taxa de decomposição, que é controlada pela recalitrância primária da liteira. McGrath et al. (2001) mostraram que não existe diferença significativa na concentração de carbono orgânico no solo entre uma área de floresta primária e sistemas agroflorestais de 6 anos. No mesmo sentido, (Tapia-Coral, 2004) encontrou maiores concentração de carbono em plantação florestais quando comparado com floresta primária. Por outro lado, Schroth et al., (2002) demonstram uma maior concentração de carbono no solo a 10 cm em solos de floresta primaria quando comparado com área de capoeira de 06 anos. Apesar das divergências nos estudos realizados, percebe-se a importância da manutenção da cobertura vegetal sobre o solo e no balanço do carbono nos ecossistemas terrestres. A Tabela 4 sugere que para a Amazônia a introdução de áreas de capoeira enriquecidas ou não, bem como os SAF são as alternativas mais viáveis para recuperar o carbono orgânico do solo.

Experimentos prévios demonstram que agroecossistemas terrestres podem ser um ponto crítico no seqüestro do CO<sub>2</sub> atmosférico e importantes na mitigação futura do CO<sub>2</sub> atmosférico (Cheng et al., 2007). Entre os vários compartimentos da MOS alguns são mais sensíveis às mudanças causadas pelo manejo, como os resíduos de plantas e outros compartimentos mais lábeis são rapidamente reduzidos após introdução de cultivo (Cambardella & Elliot, 1992; Zech et al., 1997).

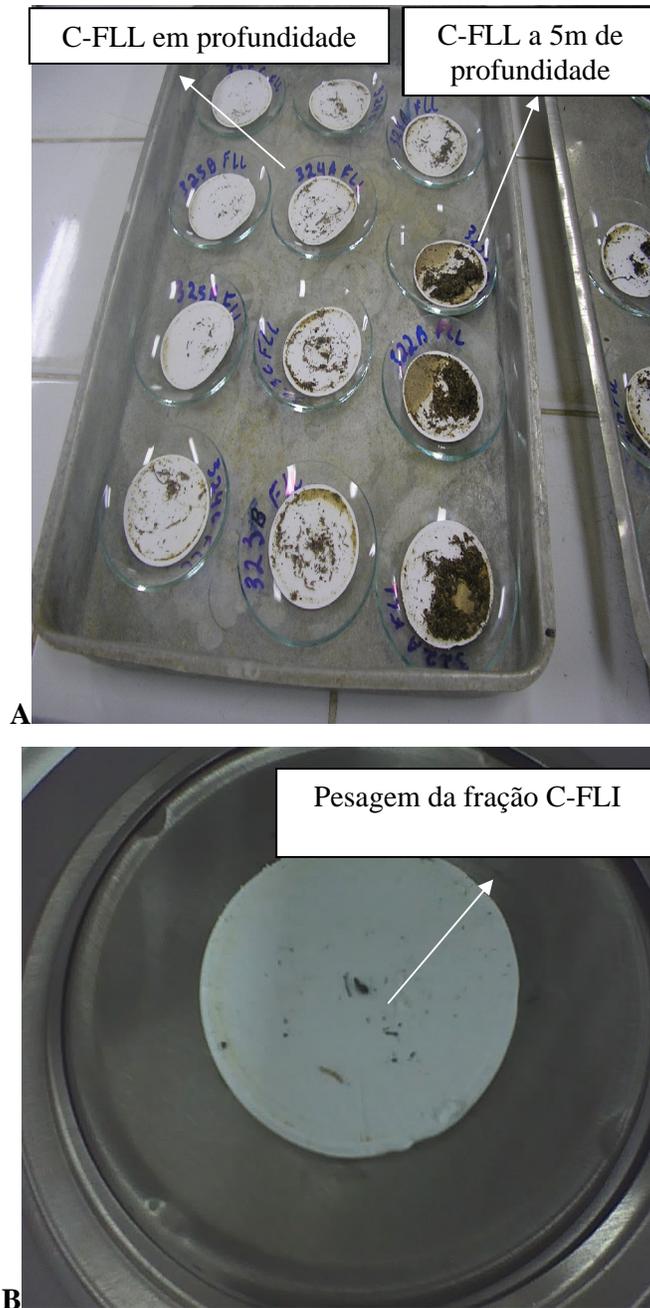


Figura 14. Diferença entre a quantidade de carbono orgânico encontrado na superfície e em profundidade, na fração C-FLL (A), pesagem do carbono contido na fração C-FLI (B).

Os maiores teores de carbono na fração C-FLI (Tabela 4), de 0-10 cm, foram obtidos nos solos sob o SAF, Capoeira, Pastagem e Floresta, na ordem decrescente dos teores, estão diretamente relacionados com a maior agregação desses solos na superfície (Figuras 12 e 13), enquanto que os teores mais altos da fração C-FLL (lábil) na superfície dos solos (0-5 cm e 5-10 cm), está diretamente relacionado a atuação das raízes e folhas depositadas na superfície, formando uma rede de proteção mecânica da matéria orgânica. Da mesma forma, estudos demonstram que os agregados contém o carbono lábil que é fisicamente protegido da decomposição microbiana, tendo a capacidade de armazenar uma grande quantidade desse tipo de carbono (Amelung & Zech, 1999). Diferenças na estabilidade e composição do carbono que compõe as frações intra-agregadas são supostamente resultados da recalcitrância e mecanismo de proteção da agregação do solo (John et al., 2005; Yamashita et al., 2006)

A dinâmica do nitrogênio nas frações N-FLL e N-FLI seguiu a mesma tendência dos teores de carbono, sendo maior na FLL do que na FLI e diminuindo drasticamente a partir de 20 cm de profundidade. Assim como nas frações de carbono, observou-se a seguinte ordem decrescente do nitrogênio na fração N-FLL: Capoeira > SAF > Floresta > Pastagem. No caso da fração N-FLI obteve-se a seguinte ordem: SAF > Capoeira > Floresta = Pastagem. Os teores de nitrogênio na fração C-FLL foram de 0,0 a 1,12 g kg<sup>-1</sup> solo (Floresta); 0,01 a 0,53 g kg<sup>-1</sup> solo (Pastagem); 0,01 a 1,79 g kg<sup>-1</sup> solo (Capoeira) e de 0,01 a 1,25 g kg<sup>-1</sup> solo (SAF). Já nitrogênio contido na fração N-FLI foi de 0,01 a 0,04 g kg<sup>-1</sup> solo (Floresta e Pastagem) 0,02 a 0,10 g kg<sup>-1</sup> solo (Capoeira) e 0,09 a 0,15 g kg<sup>-1</sup> solo (SAF). Na Amazônia o nitrogênio é um dos elementos mais reduzido nos solos cultivados (Sanchez, 1983). Os teores de nitrogênio encontrados nesse estudo são característicos de áreas que ainda não foram alteradas, já que quando a floresta é cortada há uma diminuição drástica em função das práticas de corte e queima (Parton et al., 1989)

O carbono e nitrogênio presentes no intervalo de 0-5 cm das camadas da fração pesada (C-argila, C-silte e C-areia) é inferior ao encontrado na fração C-FLL e C-FLI em todos os ambientes (Tabela 4). Entretanto, em profundidade, tanto o carbono como o nitrogênio aumentam (Tabela 5), principalmente, nas frações mais finas do solo (argila e silte).

Tabela 5. Teores de carbono (g kg<sup>-1</sup>solo) e nitrogênio (g kg<sup>-1</sup>solo) nas frações leves dos solos nos diferentes ambientes

Área	Prof. (cm)	Fração argila		Fração areia		Fração silte	
		C	N	C	N	C	N
Floresta	0-5	11,64 a ± 1,4	0,94 a ± 0,7	2,83 a ± 2,1	0,37 a ± 0,2	1,79 b ± 2,6	1,79 b ± 2,6
	5-10	16,82 b ± 9,3	0,86 a ± 0,4	2,10 a ± 0,7	0,23 a ± 0,2	4,50 a ± 1,9	4,50 a ± 2,0
	10-20	7,67 c ± 0,8	0,56 ab ± 0,1	0,47 c ± 0,1	0,01 b ± 0,1	3,27 a ± 0,9	3,27 a ± 0,9
	20-40	6,25 cd ± 3,0	0,45 b ± 0,2	0,23 d ± 0,0	0,01 b ± 0,0	1,27 b ± 0,4	1,27 b ± 0,4
	40-60	5,01 d ± 1,2	0,39 bc ± 0,1	0,15 d ± 0,0	0,00 b ± 0,0	0,84 c ± 0,4	0,84 c ± 0,4
	60-80	4,01 de ± 1,6	0,33 bc ± 0,1	0,14 d ± 0,0	0,00 b ± 0,0	0,36 c ± 0,1	0,36 cd ± 0,1
	80-100	3,75 e ± 1,2	0,31 bc ± 0,1	0,13 d ± 0,0	0,00 b ± 0,0	0,21 cd ± 0,1	0,22 d ± 0,1
	100-160	2,16 e ± 0,5	0,09 d ± 0,0	0,20 d ± 0,2	0,00 b ± 0,0	0,44 c ± 0,2	0,44 d ± 0,2
	160-200 <sup>+</sup>	1,81 f ± 0,7	0,04 d ± 0,0	0,05 e ± 0,0	0,00 b ± 0,0	0,19 d ± 0,0	0,19 d ± 0,0
Pastagem	0-5	13,31 a ± 2,0	1,04 a ± 0,1	5,71 a ± 1,3	0,30 a ± 0,0	5,41 a ± 1,9	0,40 a ± 0,1
	5-10	10,80 ab ± 2,8	0,84 ab ± 0,2	2,36 b ± 0,9	0,10 b ± 0,0	4,38 a ± 2,1	0,31 a ± 0,1
	10-20	9,61 b ± 0,8	0,65 b ± 0,1	0,78 c ± 0,1	0,04 c ± 0,0	2,79 b ± 0,4	0,19 b ± 0,0
	20-40	6,51 c ± 0,6	0,49 c ± 0,0	0,23 d ± 0,0	0,01 d ± 0,0	1,67 c ± 0,4	0,14 b ± 0,0
	40-60	5,10 c ± 0,3	0,43 c ± 0,0	0,11 de ± 0,0	0,00 d ± 0,0	0,53 d ± 0,3	0,02 c ± 0,0
	60-80	4,10 cd ± 0,2	0,35 c ± 0,0	0,08 e ± 0,0	0,00 d ± 0,0	0,43 d ± 0,1	0,03 c ± 0,0
	80-100	3,68 d ± 0,3	0,29 d ± 0,0	0,07 e ± 0,0	0,00 d ± 0,0	0,30 d ± 0,1	0,01 c ± 0,0
	100-160	3,10 d ± 0,3	0,25 d ± 0,0	0,06 e ± 0,0	0,00 d ± 0,0	0,40 d ± 0,1	0,08 c ± 0,0
	160-200 <sup>+</sup>	2,70 d ± 0,6	0,13 e ± 0,0	0,04 e ± 0,0	0,00 d ± 0,0	0,49 d ± 0,1	0,03 c ± 0,0
Capoeira	0-5	8,25 b ± 4,5	0,86 a ± 0,3	3,35 a ± 2,9	0,24 a ± 0,1	2,85 a ± 0,8	0,38 a ± 0,2
	5-10	13,56 a ± 2,2	1,00 a ± 0,2	0,90 b ± 0,6	0,03 b ± 0,0	3,56 a ± 1,3	0,36 a ± 0,2
	10-20	10,39 b ± 3,0	0,75 a ± 0,2	0,53 c ± 0,2	0,02 bc ± 0,0	2,57 a ± 1,5	0,27 b ± 0,2
	20-40	6,25 bc ± 1,0	0,45 b ± 0,0	0,38 c ± 0,1	0,01 bc ± 0,0	2,33 a ± 1,6	0,16 d ± 0,1
	40-60	5,79 cd ± 1,7	0,45 b ± 0,1	0,16 d ± 0,1	0,01 bc ± 0,0	1,37 b ± 0,8	0,08 d ± 0,0
	60-80	4,45 cd ± 0,7	0,33 bd ± 0,0	0,08 e ± 0,0	0,00 c ± 0,0	0,60 c ± 0,5	0,04 d ± 0,0
	80-100	3,67 de ± 0,5	0,27 d ± 0,0	0,08 e ± 0,0	0,00 c ± 0,0	0,47 c ± 0,1	0,01 d ± 0,0
	100-160	2,97 e ± 0,2	0,15 e ± 0,0	0,04 e ± 0,0	0,00 c ± 0,0	0,26 d ± 0,1	0,01 d ± 0,0
	160-200 <sup>+</sup>	2,49 e ± 0,0	0,10 e ± 0,0	0,03 e ± 0,0	0,00 c ± 0,0	0,14 d ± 0,2	0,02 d ± 0,0
SAF	0-5	11,82 a ± 4,2	1,04 a ± 0,1	2,79 a ± 1,7	0,21 a ± 0,0	4,52 a ± 3,1	0,56 a ± 0,1
	5-10	11,39 a ± 1,8	0,91 a ± 0,1	1,21 b ± 0,9	0,04 b ± 0,0	4,84 a ± 1,8	0,45 a ± 0,1
	10-20	9,92 ab ± 1,6	0,76 ab ± 0,2	0,41 c ± 0,2	0,01 c ± 0,0	2,36 b ± 0,7	0,11 b ± 0,0
	20-40	7,90 b ± 1,2	0,54 b ± 0,1	0,70 c ± 0,9	0,04 b ± 0,0	1,49 c ± 0,4	0,14 b ± 0,0
	40-60	5,51 c ± 0,4	0,43 bc ± 0,0	0,16 d ± 0,0	0,00 c ± 0,0	0,98 d ± 0,3	0,05 c ± 0,0
	60-80	4,60 c ± 0,3	0,33 c ± 0,0	0,07 e ± 0,0	0,00 c ± 0,0	0,75 d ± 0,3	0,06 c ± 0,0
	80-100	4,05 c ± 0,3	0,30 c ± 0,0	0,08 e ± 0,0	0,00 c ± 0,0	0,66 d ± 0,1	0,02 d ± 0,0
	100-160	2,60 d ± 0,1	0,11 d ± 0,0	0,05 f ± 0,0	0,00 c ± 0,0	0,23 e ± 0,0	0,02 d ± 0,0
	160-200 <sup>+</sup>	2,28 d ± 0,1	0,08 d ± 0,0	0,04 f ± 0,0	0,00 c ± 0,0	0,38 e ± 0,1	0,01 d ± 0,0

Valores obtidos e respectivos desvios-padrões (N = 5) para C = carbono e N = nitrogênio. Comparações entre as médias feita pelo teste Tukey (HSD). Valores seguidos da mesma letra numa mesma coluna não são significativamente diferentes pela Teste F da análise de variância (p=0,05).

Isso pode ser explicado em decorrência da proteção que as partículas finas do solo realizam sobre o carbono e nitrogênio. O acúmulo de CO na fração pesada, como resposta da interação positiva entre as partículas e a MOS, é bem explicado na literatura para solos argilosos (Christensen, 2000). A maior intensidade de partículas finas nos solos amazônicos desse estabiliza e protege o carbono orgânico.

Até 2 m de profundidade, o carbono e nitrogênio existente nas frações pesadas não são diretamente afetados pelos sistemas de uso e manejo do solo como ocorre com a fração C-FLL, C-FLI, N-FLL e N-FLI. No caso de alterações dos ambientes estudados, o declínio de carbono e nitrogênio nas frações pesadas ocorreria lentamente e a longo prazo, diferindo das FLL e FLI. Fatores como remoção dos resíduos vegetais, erosão, cultivo intensivo e queima têm sido considerados como os causadores imediatos do declínio do COS (Lal & Kimble, 2000; Paustian et al., 2000).

#### **Efeitos do uso da terra no balanço do carbono orgânico (CO) e nitrogênio nas frações do solo em diferentes ambientes amazônicos**

Na Figuras 15 é possível visualizar a porcentagem de carbono nas frações do solo na Floresta (15A), Pastagem (15B), Capoeira (15C) e SAF (15D). A contribuição de cada fração sobre o total de carbono revelou que em todos os ambientes, a fração C-argila, fração C-silte e a fração C-FLL são responsáveis pelo CO do solo. A fração argila é responsável por 15,25% a 80,86% de C do total, a fração silte assume teores que variam de 3,86% a 19,07% de C do total, enquanto que a fração C-FLL apresenta uma contribuição variando de 2,13% a 69,98% de C do total. Essas proporções concordam com outros estudos realizados em solos tropicais e subtropicais (Freitas et al., 2000; Sá et al., 2001),

A maior contribuição do carbono orgânico nas camadas superficiais (0-40 cm) está presente na fração C-FLL. Em torno de 60% do CO do solo desses ambientes esta contido na camada superficial (0-5cm), associado a fração leve (C-FLL), sendo  $57,2\% \pm 12,1\%$  (Floresta),  $69,9\% \pm 17,3\%$  (Capoeira),  $56,1\% \pm 17,1\%$  (SAF), não diferindo estatisticamente entre si, a exceção da pastagem com  $34,7\% \pm 6,6\%$  de CO nessa profundidade. Os valores da fração C-FLL são reduzidos até 2 m de profundidade onde é possível encontrar ainda  $3,15\% \pm 0,4\%$  (Floresta),  $3,85\% \pm 1,0\%$  (Pastagem),  $4,45\% \pm 1,7\%$  (Capoeira) e  $2,1\% \pm 1,7\%$  de carbono orgânico nessa fração do solo (SAF).

Percebe-se que ainda é possível encontrar carbono orgânico em profundidades superiores a 1,0 m, ainda que em teores reduzidos. Alguns estudos já relataram a tendência do carbono total armazenado abaixo de 1,0 m de profundidade pode realmente ser mais elevado do que o estoque do carbono no medidor superior no perfil de solo (Nepstad et al., 1994; Trumbore, et al., 1995).

Apesar do solo sob Capoeira conter o maior percentual de CO na fração C-FLL ( $69,9\% \pm 17,3\%$ ), a 5 cm de profundidade (Figura 15C), o solo sob Floresta (15A) apresenta as porcentagens mais elevadas de CO no intervalo de 10 a 200 cm de profundidade ( $32,0\% \pm 13,7\%$ ,  $26,4\% \pm 8,6\%$ ,  $15,6\% \pm 5,4\%$ ,  $6,6\% \pm 1,3\%$ ,  $6,3\% \pm 3,0\%$ ,  $6,9\% \pm 6,9\%$ ,  $6,5\% \pm 5,6\%$ ,  $3,1\% \pm 0,4\%$  de CO), respectivamente, demonstrando a ação das raízes, biota do solo e liteira (fina e grossa) no balanço do carbono em áreas de Floresta Primária. As raízes podem conduzir carbono até profundidades elevadas através dos ductos formando poros que conduzem o CO ou em após a morte das árvores, através da decomposição das raízes maiores (liteira grossa).

Os ambientes de Floresta, Pastagem, Capoeira e SAF são característicos dos ecossistemas terrestres amazônicos. As Figuras 15A a D demonstram o potencial de cada ambiente em manter o carbono no solo. Quando florestas tropicais são cultivadas, perdas de CO<sub>2</sub> a 1 m de profundidade são em torno de 15% a 40% dentro de 2-3 anos (Ingram & Fernandes, 2001), reduzindo a fertilidade de solo e a produtividade da colheita. Izaurre et al. (2001) estima que existam globalmente em torno de 2 bilhões/ha de áreas degradadas sendo 1,5 bilhões localizados em latitudes tropicais. As maiores consequências de perdas de carbono do solo na Amazônia são em decorrência da transição Floresta/Pastagem (Figura 15A e B). A porcentagem de perda encontrada nessa transição, a 5 cm de profundidade, representada pela fração lábil foi de 22,5% de CO). O carbono contido em todas as frações nos solos sob Capoeira (Figura 15C) e SAF (Figura 15D) foram superiores, em todas as profundidades, quando comparado com o ambiente de Pastagem (Figura 15B). Freixo et al., (2002) afirmam que perdas de carbono em área cultivada a 5 cm de profundidade pode alcançar 47% em plantio convencional e entre 23% a 29% em áreas com rotação de culturas.

Comparando a fração C-FLL Floresta x Capoeira, na superfície, percebe-se que houve um ganho de CO na ordem de 12,80% e na Floresta x SAF de 1,0%, demonstrando que áreas de Capoeira e SAF recuperam o carbono orgânico do solo, sendo alternativas viáveis de recuperação de solo submetidos a degradação e a cultivos intensos na Amazônia. A recuperação de áreas de pastagens ou a melhoria no manejo das existentes na Amazônia é uma medida eficaz para a manutenção do carbono no solo. Sanchez (2000) ressalta que a conversão de florestas tropicais em diferentes tipos de agroflorestas resulta em uma menor perda de CO quando comparada com a conversão para áreas de pastagem. Quando os solos são submetidos a cultivos intensivos, modificações físicas, como compactação, podem limitar o crescimento e a atividade dos microorganismos, alterando a atmosfera do solo e diminuindo, assim a taxa de decomposição da MOS. O cultivo do solo virgem conduz às grandes perdas de COS (Paustian et al., 2000; Solomon et al., 2002).

O potencial das áreas de capoeira e SAF em manter ou aumentar o ganho de carbono no solo também tem sido observado em outros estudos. Mutuo et al. (2005) descrevem que os Sistemas agrosilviculturais como as agroflorestas acumularam aproximadamente 60% dos estoques iniciais em aproximadamente 30 anos, enquanto que pastagens após o corte e queima conduzem esse ambiente ao declínio gradual em termos de sistemas de carbono. Embora os pastos nos trópicos úmidos bem controlados demonstrem manter estoques elevados do solo C, sua eficácia no seqüestro do solo C é reduzida gradualmente devido os declínios da produção do pasto em função do mau manejo.

Outros estudos destacam que os SAFs tem um potencial para seqüestrar carbono carbono através do sistema radicular das plantas, tendo um tempo médio de estoque entre 0-50 cm de profundidade em torno de 6 Mgha<sup>-1</sup>de C para cultivo iniciais e 20 Mgha<sup>-1</sup>de C para árvores mais desenvolvidas (Woomer & Palm, 1998). A importância da entrada de matéria orgânica a partir de árvores e liteira, ajudam na manutenção e aumentos do carbono orgânico do solo, tem sido demonstrado por diversos estudos em sistemas agroflorestais tropicais e temperados (Oelbermann et al., 2004).

O carbono na fração C-FLI seguiu a mesma tendência do C-FLL, com maiores percentuais até 40 cm de profundidade, apresentando a mesma seqüência decrescente de

valores da fração C-FLL (Figuras 15A a D) em todos os ambientes. Para a liberação do carbono contido na fração C-FLI é necessário um tratamento de quebra (dispersão) do agregado. Esse carbono tem uma ciclagem mais lenta, e em geral, é mais humificada que a fração leve livre (Roscoe & Machado, 2002).

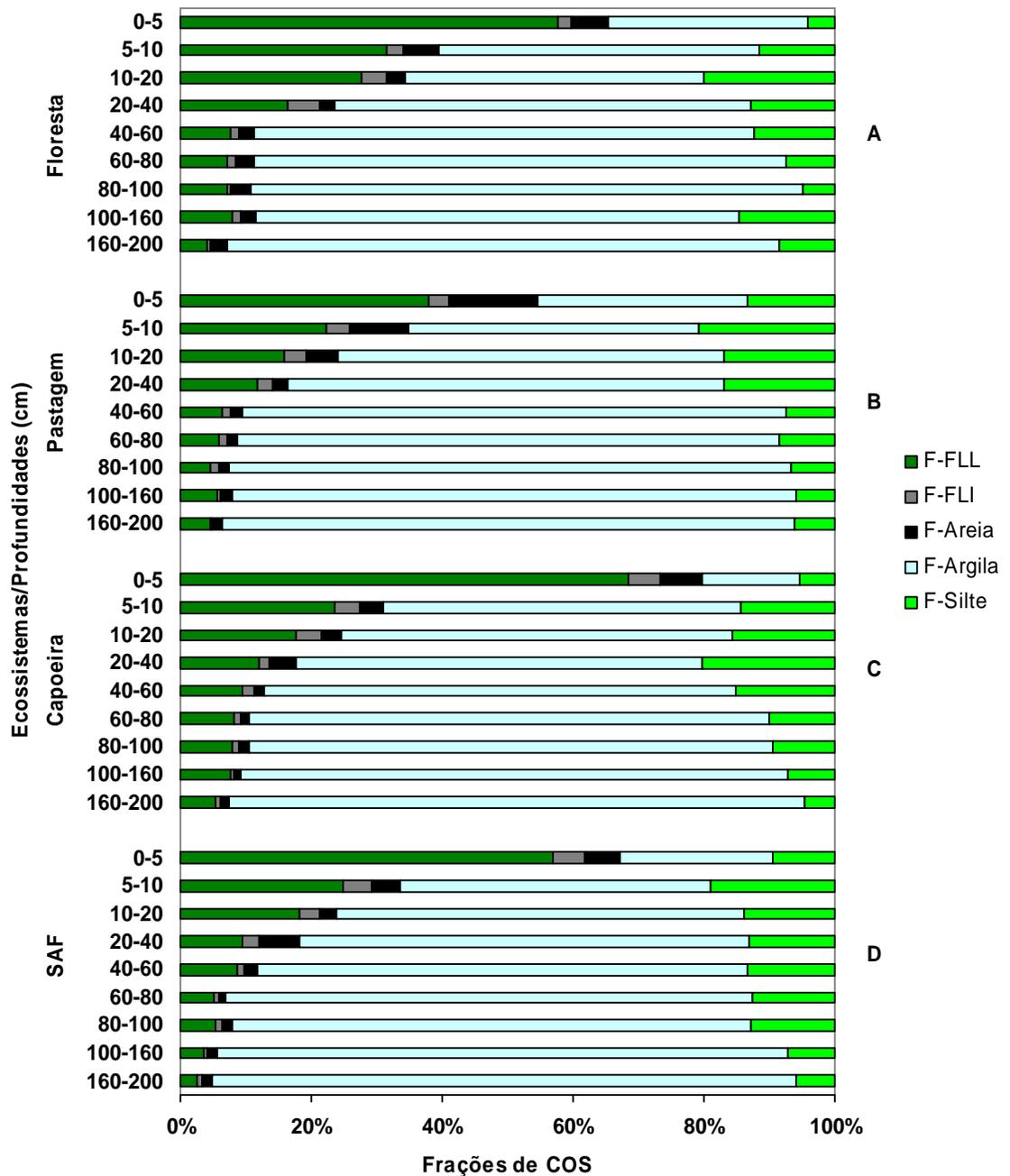


Figura 15. Teores de carbono nas frações dos solos nos diferentes ecossistemas

Sistemas agroflorestais podem sequestrar  $2,1 \times 10^9$  Mg ano<sup>-1</sup> de C na biosfera terrestre auxiliando na conservação do carbono orgânico no solo (Quadro 1)

Quadro 1. Potencial biológico de seqüestro anual de carbono a partir de diferentes práticas de uso da terra em biomas tropicais e temperados

Práticas de manejo da Terra	Biomas tropicais ( $\times 10^9$ Mg ano <sup>-1</sup> de C)	Biomas temperados ( $\times 10^9$ Mgha <sup>-1</sup> de C)
Arborização	1,3	0,9
Sistema Agroflorestal	2,1	1,9
Reabilitação da Terra	0,1	0,1
Conservação da Agricultura	2,4	1,0
Sem Desflorestamento e Desertificação	2,8	1,0
Total	8,7	4,9

Fonte: (Oelbermann et al., 2004 adaptado de Dixon & Turner, 1991).

Considerando o fracionamento pesado, a fração C-argila foi responsável por 70% do CO retido entre 1,0 m a 2,0 m em profundidade, variando de 30,1% a 66,3% (Floresta)(Figura 15A), 29,3% a 71,3% (Pastagem) (Figura 15B), 15,2% a 73,3% (Capoeira) (Figura 15C) e de 23,0 a 74,6 do CO do solo (SAF)(Figura 15D), aumentando a contribuição em profundidade. A fração C-silte (fração fina) segue a tendência da fração C-argila, retendo na superfície em torno de 12,1% (Pastagem) a 3,8% (Capoeira) (Figura 15C) do CO do solo em profundidade, enquanto que a fração C-areia apresenta os menores percentuais de retenção do carbono orgânico, variando de 12,4% a 1,2% do CO do solo (Pastagem) (Figura 15B).

Quanto maior a superfície específica da partícula, maior é a capacidade de interação dessa partícula com a MO. Em solos argilosos a muito argilosos predominantes na Amazônia, o COS está condicionado em profundidade a fração mais fina C-argila, enquanto que em solos arenosos, a maior proporção de carbono estaria na fração areia (Roscoe & Machado, 2002). Hassink (1997) avaliando as relações entre a proporção de partículas finas (ex: partículas de argila e silte menores que 20  $\mu$ m) de solos de clima tropical e temperado, constatou que o solo tem a capacidade de preservar C e N pela associação com partículas de argila e silte, em função das partículas mais finas estarem protegidas da ação microbiana e o acúmulo ser limitado. Esse tipo de fração é dividida de acordo com o tamanho das partículas, sendo mais comumente separada nas frações areia (maior que 53  $\mu$ m), silte (2-53  $\mu$ m) e argila (0-2  $\mu$ m).

A Figura 16 A a D apresenta o fracionamento do nitrogênio total (Nit) nas diversas frações leves e pesadas dos solos nos diferentes ambientes. Assim, os teores de Nit (nitrogênio total) na fração N-FLL (Figura 16) seguiram a mesma tendência do COS, elevados na superfície do solo, decrescendo drasticamente em profundidade com teores variando de 5 cm a 200 cm entre: 33% a 0,2% (Floresta), 18,1% a 0,01% (Pastagem), 51% a 0,1% (Capoeira) e 40,3% a 0,09% (SAF). Esses valores são característicos dessas classes de solos. As concentrações de nitrogênio do solo foram altas nas primeiras camadas do solo, decrescendo em profundidade, como já são característicos em solos amazônicos (Chauvel et al., 1987). Os altos teores de nitrogênio nas camadas superficiais estão associados a atividade biológica e alta intensidade de mineralização (Luizão et al., 2004).

Considerando a superfície (0-5cm), obteve-se a seguinte seqüência na ordem decrescente de Nit na fração N-FLL (Figura 16): Capoeira > SAF > Floresta > Pastagem. Entretanto, não há diferença significativa entre as áreas de Capoeira, SAF e Floresta, obtendo-se diferença entre cada um desses ambientes com a área de pastagem ( $F= 258,23$ ,  $p<0,001$ ;  $F= 185,24$ ;  $p< 0,01$  e  $F= 214,25$ ;  $p< 0,001$ ), respectivamente. Ainda na Figura 16, nota-se reduzidos teores de Nit da fração N-FLL em profundidade, nos ambientes de Pastagem (5B) e SAF (5D), com teores inferiores a 0,01% e a 0,1% de Nit abaixo de 80 cm de profundidade, respectivamente. A fração N-FLI segue a mesma tendência da N-FLL, sendo que o Nit está protegido no interior dos agregados do solo, dificultando o seu movimento e perda.

A 2,0 m de profundidade, o Nit é dependente das frações finas do solo (N-argila e N-silte), sendo na área de Floresta altamente dependente da argila com 80% de Nit na sua fração N-argila (Figura 20A) e em torno de 60% nos outros ambientes (Figura 15B, C e D).

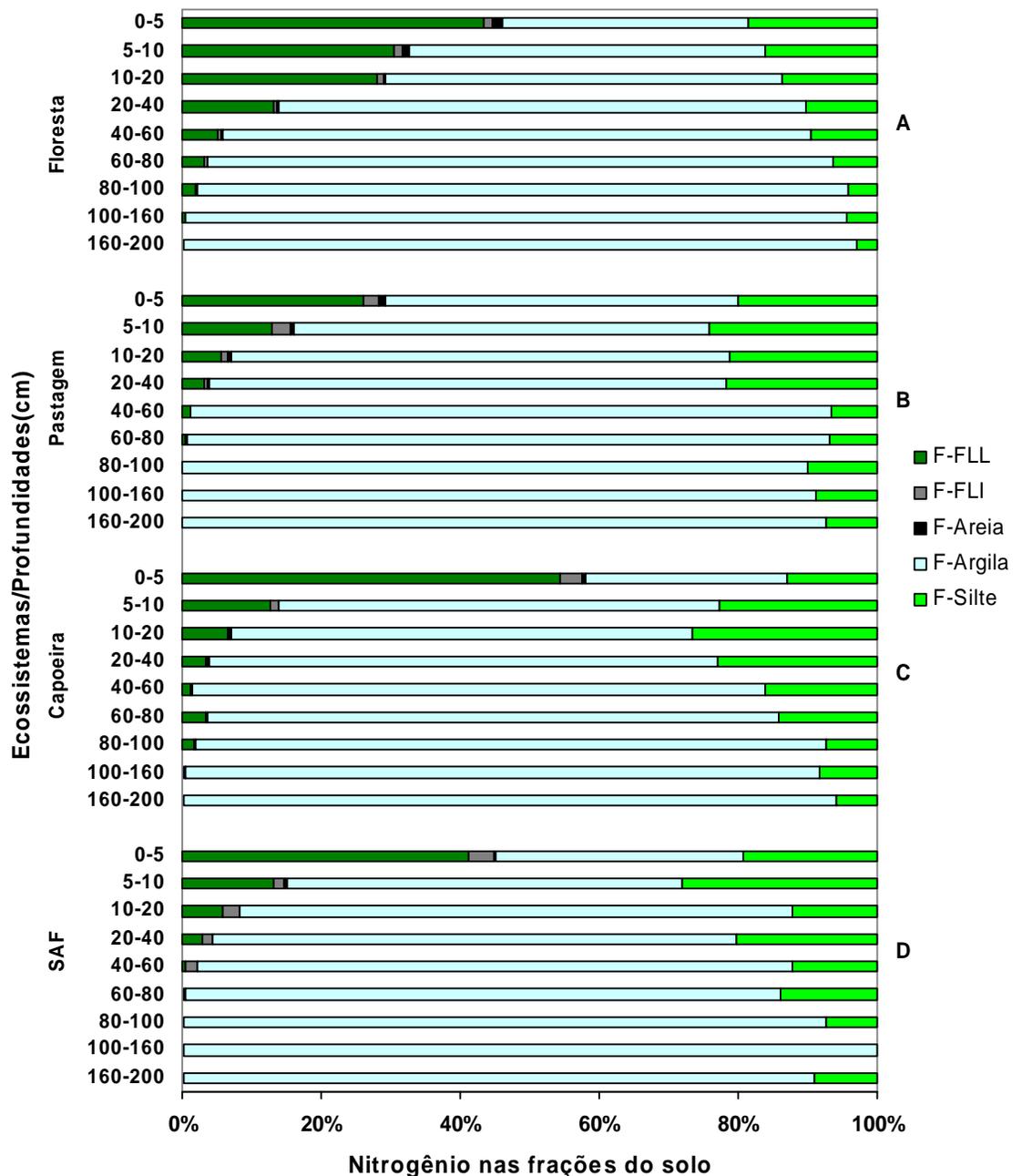


Figura 16. Teores de nitrogênio nas frações dos solos nos diferentes ecossistemas

**Estoques de carbono e nitrogênio nas frações do solo nos diferentes sistemas de uso da Terra (SUT): Floresta, Pastagem, Capoeira e SAF.**

Nas Figuras 17, 18, 19 e 20 são apresentados a média dos estoques totais de carbono (EC) e nitrogênio (EN) por camadas do solo em  $\text{Mg ha}^{-1}$  de C, em cada fração física nos diferentes SUT. Os estoques de carbono foram maiores nas frações pesadas

(C-argila e C-silte), ao longo do perfil, em todos os SUT. Entretanto, a camada de 0-5 cm, da fração C-FLL contribui significativamente na camada superficial (0-5cm), com valores superiores aos estoques contidos nas frações pesadas em todos os SUT. Os maiores estoques de carbono da fração C-FLL, na camada de 0-5 cm, ocorreram no Sistema Agroflorestal (20,98a Mg ha<sup>-1</sup>de C) (Figura 15) > Capoeira (18,09a Mg ha<sup>-1</sup>de C) (Figura 19) > Floresta Primária (16,79a Mg ha<sup>-1</sup>de C) (Figura 17), não diferindo entre si ( $p>0,05$ ), sendo os menores estoques registrados na área de pastagem (5,61 Mg ha<sup>-1</sup>de C) (Figura 18), diferindo significativamente dos outros sistemas ( $p<0,0001$ ).

A explicação para os estoques mais elevados nos dois primeiros SUT pode ser pelo fato da fração lábil ser renovada e mantida em curto espaço de tempo, contribuindo para o alto estoque nessa fração, apesar dos baixos valores de densidade do solo nessas camadas. Da mesma forma, as raízes finas existentes no SAF e Capoeira podem ser responsáveis pelos estoques encontrados na superfície da fração lábil do solo (Cuevas & Medina, 1988), devido os menores diâmetros das raízes finas a decomposição e absorção dos nutrientes ocorre rapidamente quando comparado com raízes mais lignificadas (Amato et al., 1987).

Os menores estoques de carbono da pastagem na fração C-FLL (Figura 18) demonstram que, apesar do sistema radicular das gramíneas apresentar 46% do sistema radicular distribuído na camada de 0-10 cm (Teixeira & Bastos,1999), o carbono está estocado em profundidade nas frações pesadas, sugerindo que essas áreas estão constantemente liberando o carbono contido nessa fração. Existe ainda uma grande controvérsia sobre estoques de carbono em pastagem na Amazônia. Alguns estudos relatam decréscimos nesses estoques após a retirada da vegetação (Detwiler, 1986), sendo que outros demonstram aumentos nos estoques de carbono (Choné et al., 1991; Trumbore et al., 1995), embora que aumentos na ordem de 1-2 kg m<sup>-2</sup> de C seja pequeno quando comparado com as perdas de carbono para atmosfera em função da queima da vegetação natural.

Os estoques de carbono na fração FLI (fração leve intra agregada) apresentam valores reduzidos em todos os solos SUT, compreendidos entre 0,02 a 0,11 Mg ha<sup>-1</sup>de C (Floresta)(Figura 17), 0,02 a 0,12 Mg ha<sup>-1</sup>de C (Pastagem) (Figura 18), 0,02 a 0,34 Mg ha<sup>-1</sup>de C (Capoeira) (Figura 19), 0,02 a 0,71 Mg ha<sup>-1</sup>de C (SAF) (Figura 20). Entretanto,

os maiores estoques nessa fração foram observados na seguinte seqüência: SAF>Capoeira>Pastagem>Floresta. O COS estocado nos agregados (FLI) geralmente representam uma pequena proporção do CO biologicamente ativo (Gregorich et al., 2006), aumentando com a agregação do solo. O COS contido nessa fração pode ser alterado a partir do aumento da densidade do solo e modificação nos agregados e porosidade do solo.

Os estoques de carbono na fração argila variaram entre 0,28 a 16,27 Mg ha<sup>-1</sup> de C (Floresta)(Figura 17), 2,05 a 6,97 Mg ha<sup>-1</sup> de C (Pastagem) (Figura 18), 2,00 a 8,26 Mg ha<sup>-1</sup> de C (Capoeira) (Figura 19) e entre 1,72 a 9,32 Mg ha<sup>-1</sup> de C (SAF) (Figura 20), sendo altos ao longo do perfil do solo. Estoques inferiores foram encontrados na fração C-silte (0,28 a 16,27 Mg ha<sup>-1</sup> de C - Floresta; 0,29 a 2,00 Mg ha<sup>-1</sup> de C - Pastagem; 1,14 a 5,19 Mg ha<sup>-1</sup> de C - Capoeira e de 1,68 a 4,65 Mg ha<sup>-1</sup> de C - SAF) e na fração C-areia (0,26 a 3,04 Mg ha<sup>-1</sup> de C - Floresta; 0,22 a 2,21 Mg ha<sup>-1</sup> de C - Pastagem; 0,18 a 4,39 Mg ha<sup>-1</sup> de C - Capoeira e entre 0,19 a 2,56 Mg ha<sup>-1</sup> de C -SAF), respectivamente.

Percebe-se que os sistemas de uso influenciam diretamente o carbono lábil, mas a física do solo controla diretamente a dinâmica do carbono nas outras frações de carbono, principalmente, a textura do solo. Existe uma estreita relação entre a matéria orgânica e a fração mineral do solo, formando complexos organo-minerais (Schnitzer, 1986). Solos com maior conteúdo de argila tem maior poder de conservação e estabilização da MO (Lepsch; Silva; Espironelo, 1982).

Os estoques de nitrogênio nas frações físicas do solo são apresentados nas Figuras 21 a 24. Observa-se que os maiores estoques de nitrogênio estão retidos na fração pesada argila, com estoques mais contínuos nas áreas de SAF (0,44 a 1,42 Mg ha<sup>-1</sup> de N) (Figura 24) e Floresta (0,19 a 1,05 Mg ha<sup>-1</sup> de N) (Figura 21) e na fração silte com valores mais elevados nas áreas de Capoeira (0,05 a 0,42 Mg ha<sup>-1</sup> de N) (Figura 23) e Pastagem (0,04 a 0,47 Mg ha<sup>-1</sup> de N) (Figura 22). Os estoques de nitrogênio nas frações pesadas são maiores com o aumento da profundidade. Os maiores estoques de nitrogênio na fração C-FLL foram encontrados nas áreas de Floresta (0,92 Mg ha<sup>-1</sup> de N) e Capoeira (0,76 Mg ha<sup>-1</sup> de N), a 5 cm de profundidade (Figuras 21 e 23), coincidindo com os estoques de carbono. Aumentos dos estoques estão provavelmente

assossado ao maior volume de resíduos vegetais retornados ao solo, e também ao maior estoque de COS.

O maior armazenamento de COS implica em maior disponibilidade dos ENIT, em função de 95% do nitrogênio do solo está presente na forma orgânica (Camargo et al., 1999). Altas concentrações de N nas camadas superficiais estão associadas a alta atividade biológica e alta taxa de mineralização (Luizão et al., 2004).

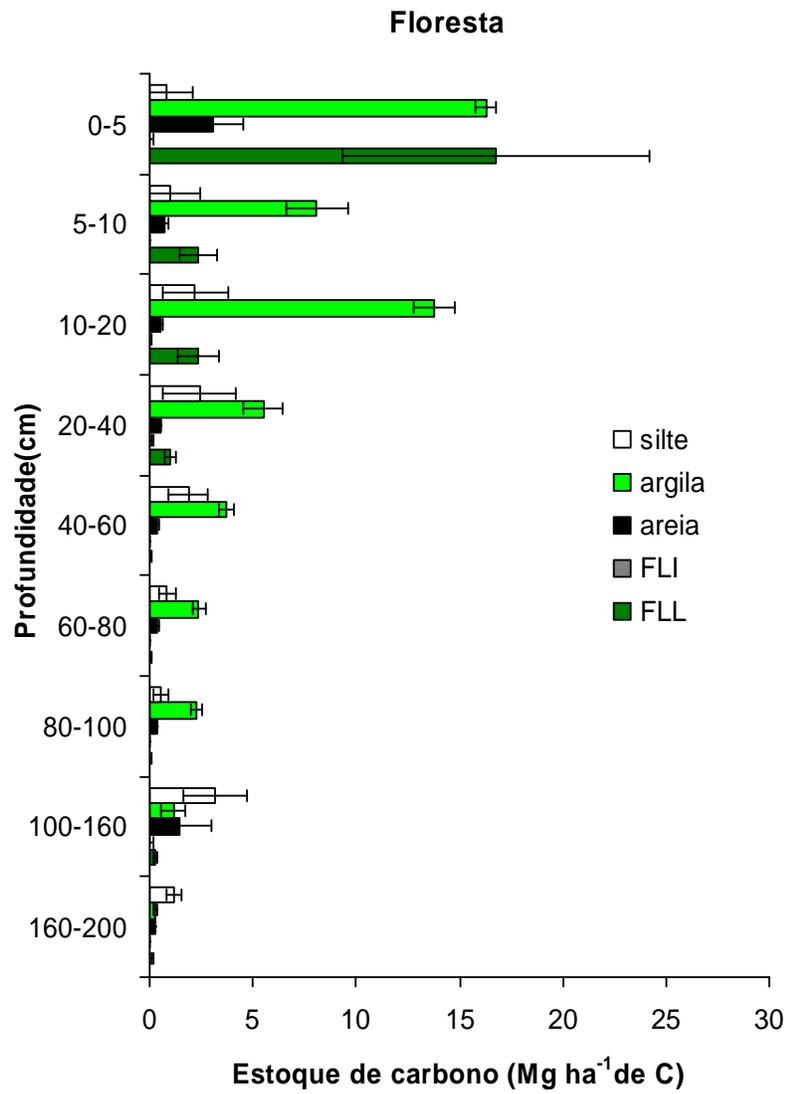


Figura 17. Estoques de carbono nas frações leves e pesadas em diversas profundidades em Floresta Primária.

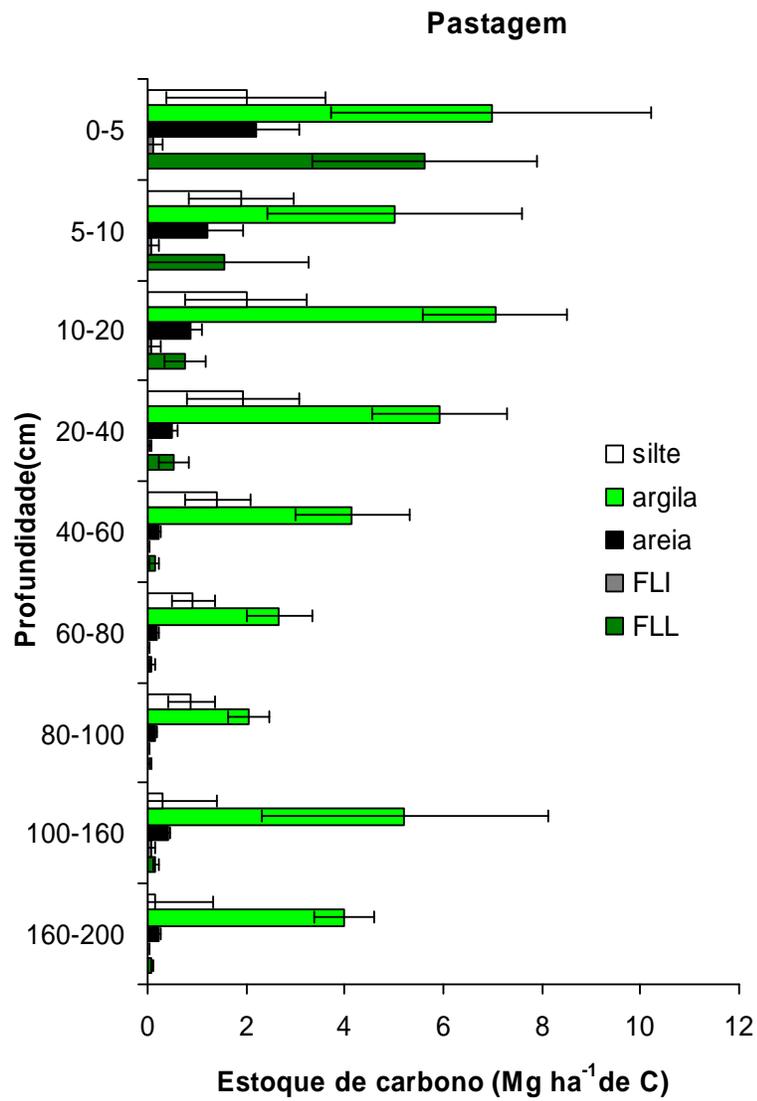


Figura 18. Estoques de carbono nas frações leves e pesadas em diversas profundidades em Pastagem Manejada

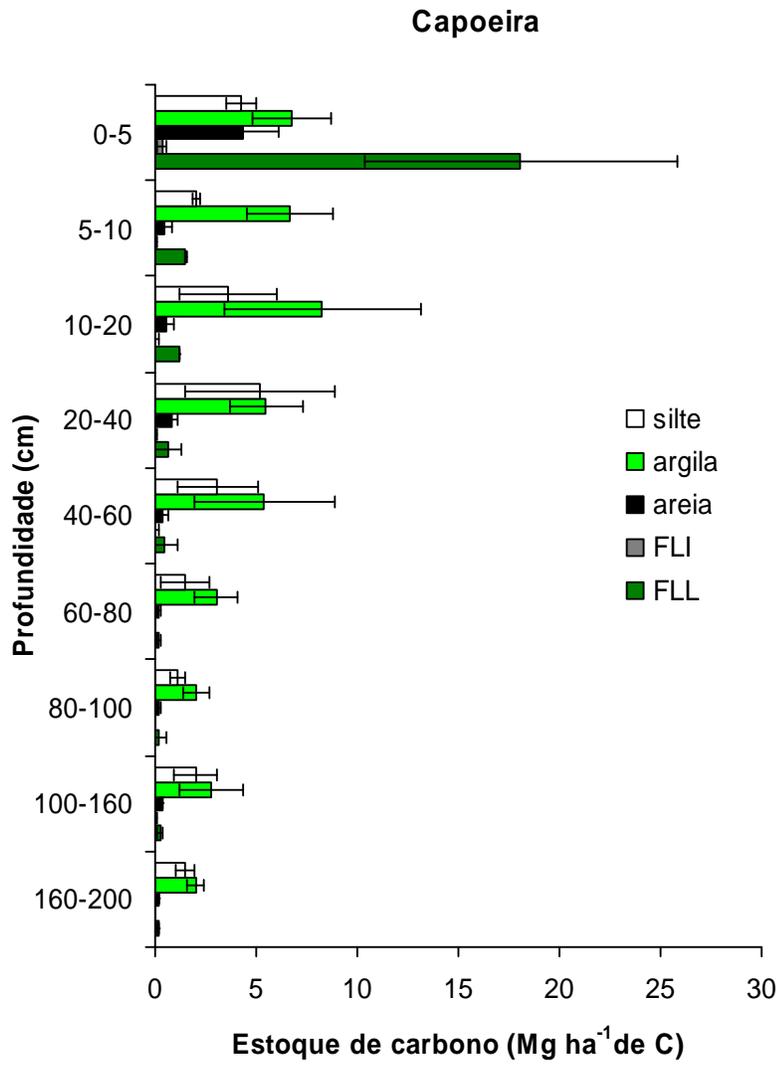


Figura 19. Estoques de carbono nas frações leves e pesadas em diversas profundidades em Capoeira.

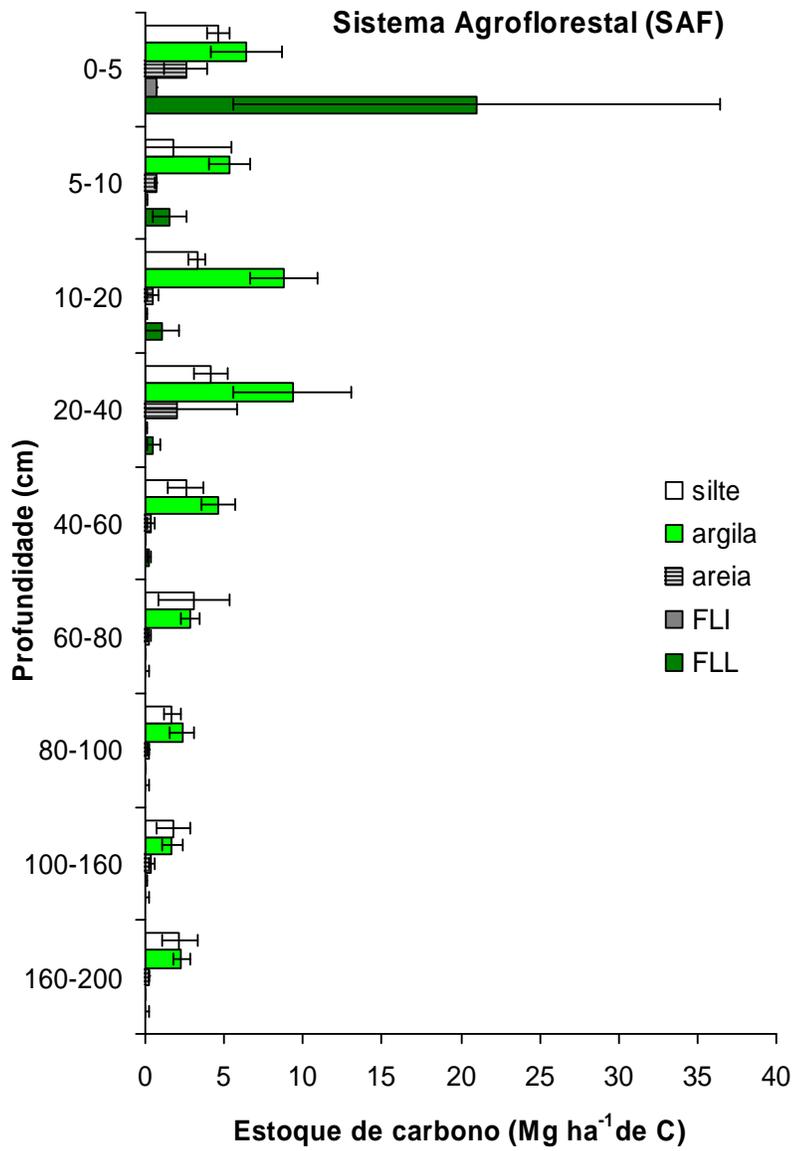


Figura 20. Estoques de carbono nas frações leves e pesadas em diversas profundidades em Sistema Agroflorestal.

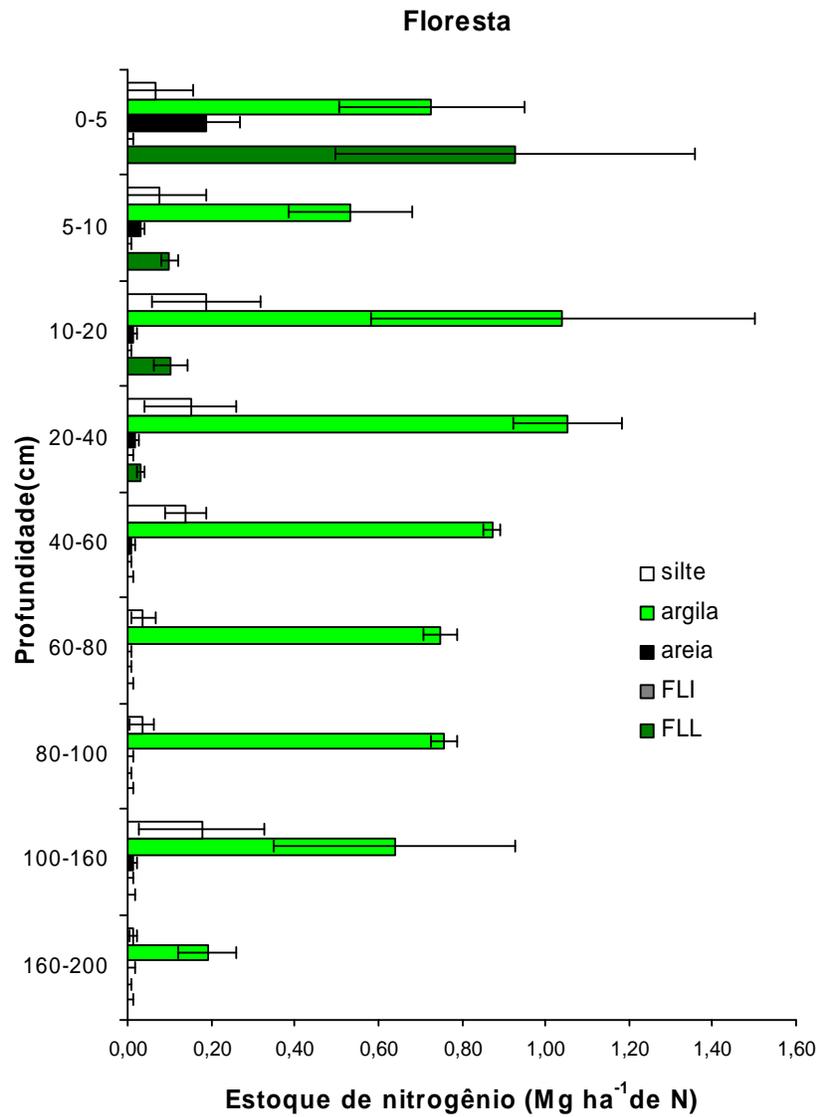


Figura 21. Estoques de nitrogênio nas frações leves e pesadas em diversas profundidades em Floresta Primária

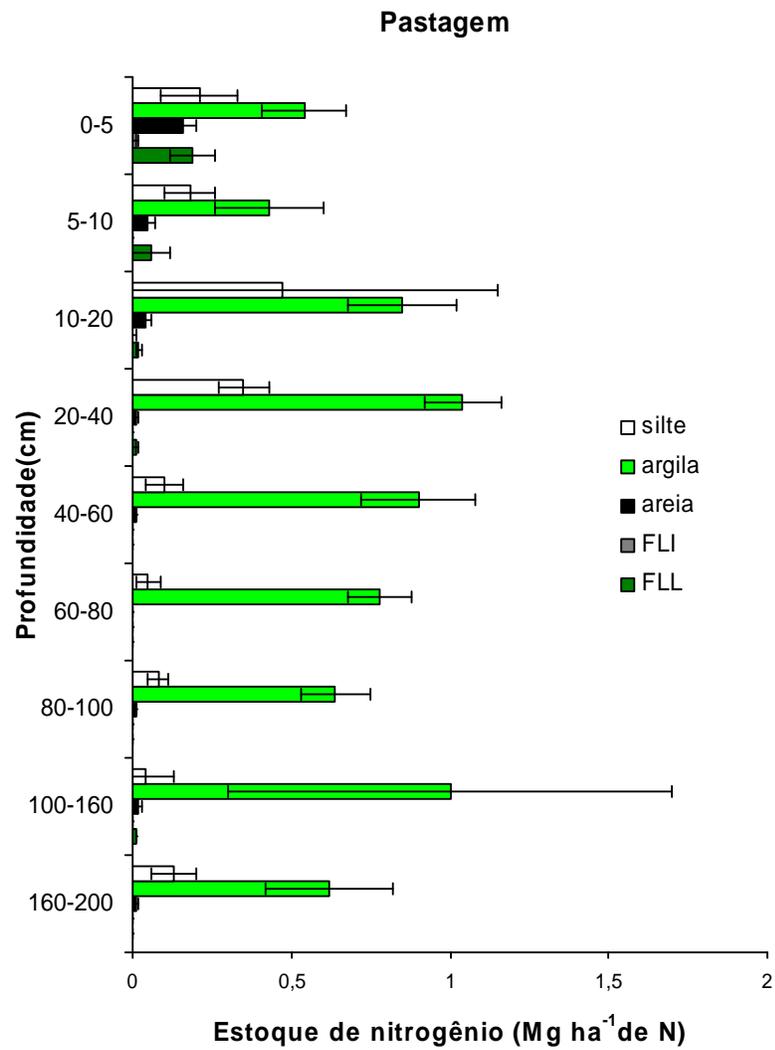


Figura 22. Estoques de nitrogênio nas frações leves e pesadas em diversas profundidades em Pastagem

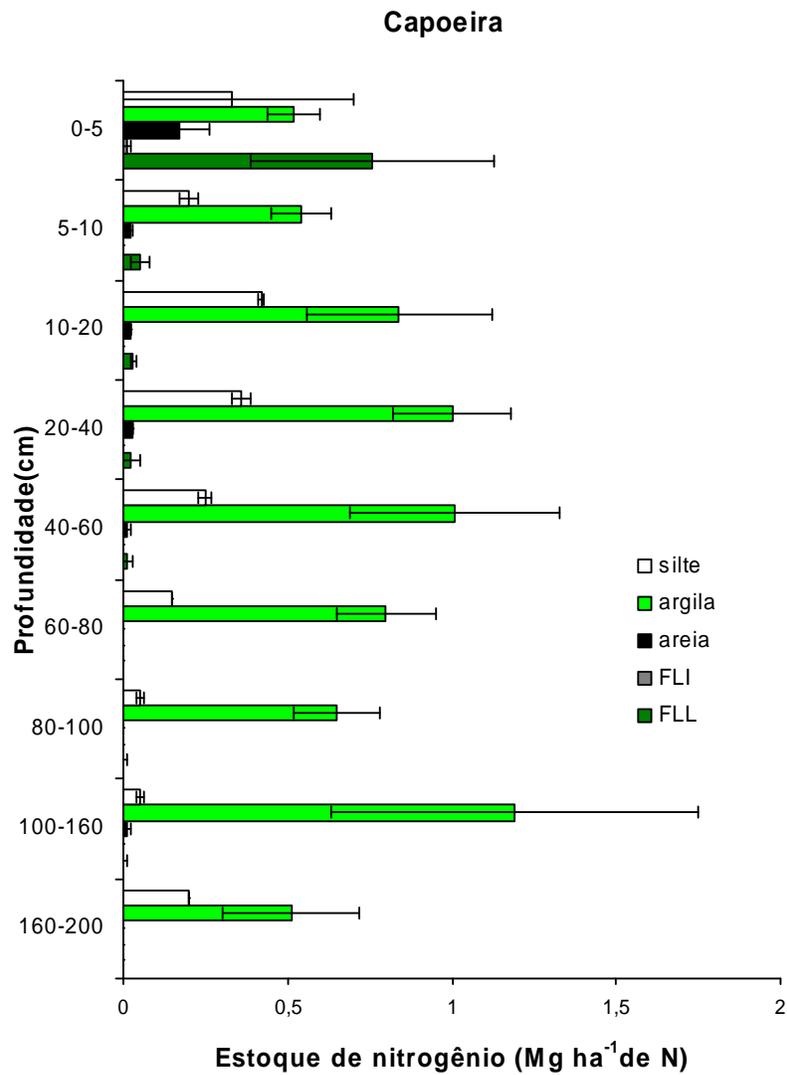


Figura 23. Estoques de nitrogênio nas frações leves e pesadas em diversas profundidades em Capoeira.

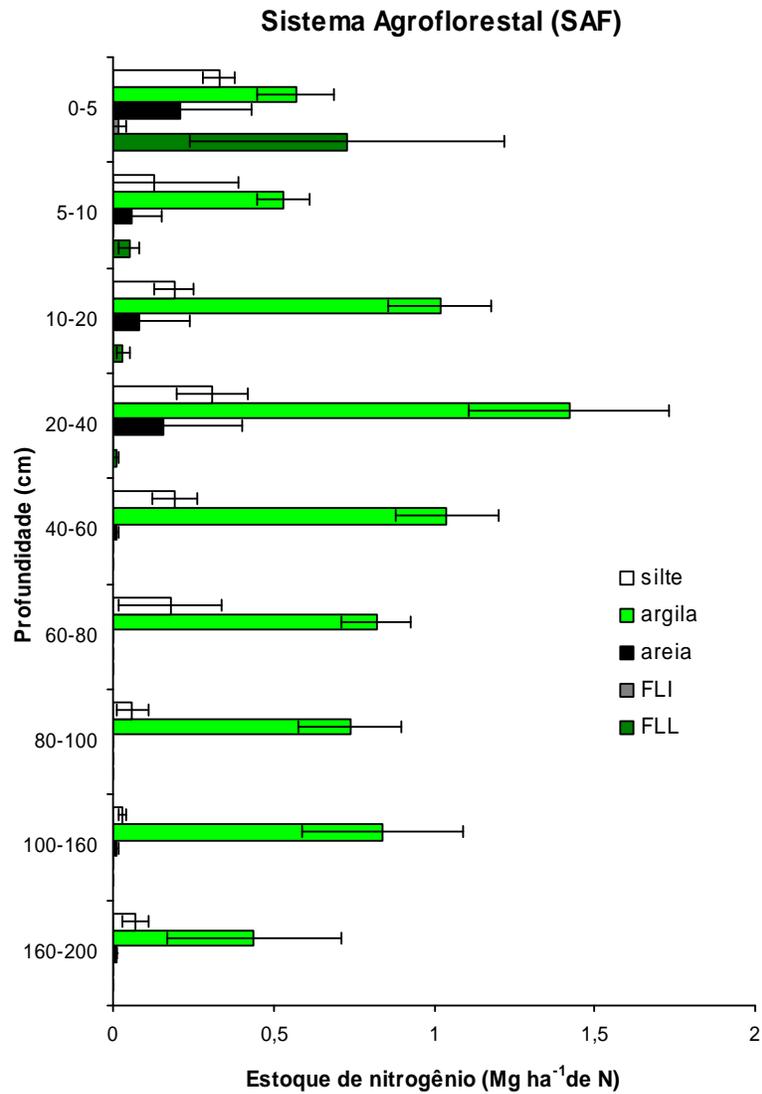


Figura 24. Estoques de nitrogênio nas frações leves e pesadas em diversas profundidades em Sistema Agroflorestal.

### **Estoques totais de carbono e nitrogênio nos sistemas de uso da terra (SUT) nas diversas frações do solo.**

Os estoques totais de carbono e nitrogênio são apresentados nas Tabelas 6 e 7. Os maiores estoques de carbono e nitrogênio das frações em todos os SUT seguiram a seguinte seqüência: C-argila > C-silte > C-FLL > C-areia > C-FLI.

Os estoques de carbono contidos na fração C-FLL da Floresta (23,13 Mg ha<sup>-1</sup> de C), Capoeira (22,71 Mg ha<sup>-1</sup> de C) e SAF (24,82 Mg ha<sup>-1</sup> de C) não apresentaram diferença significativa entre si, entretanto, quando comparados com a Pastagem (8,98 Mg ha<sup>-1</sup> de C) esses SUT diferem significativamente ( $p < 0,000$ ) (Tabela 6). A mesma tendência é observada nos estoques do nitrogênio, obtendo-se estoques totais de 1,17 Mg ha<sup>-1</sup> de N (Floresta), 0,87 Mg ha<sup>-1</sup> de N (Capoeira), 0,82 Mg ha<sup>-1</sup> de N (SAF), diferindo-se da Pastagem (0,29 Mg ha<sup>-1</sup> de N). A média de perdas de carbono na fração lábil na área de pastagem quando comparado com a floresta, capoeira e SAF foi de 38,82 Mg ha<sup>-1</sup> de C, 39,54 Mg ha<sup>-1</sup> de C e 36,18 Mg ha<sup>-1</sup> de C, respectivamente.

A área de pastagem apresentou baixos estoques de carbono nas frações C-FLL, C-areia e C-silte. Observando-se os outros SUT em relação as frações pesadas (argila, silte e areia), observa-se que a Floresta apresenta o maior estoque na fração argila (53,42 Mg ha<sup>-1</sup> de C) quando comparado com os outros ambientes.

Ao longo do perfil as áreas de Capoeira e SAF apresentaram estoque de carbono e nitrogênio próximos a área de floresta primária, demonstrando serem formas adequadas de conservação do carbono no perfil de solo. Outros estudos confirmam os resultados aqui encontrados, ressaltando que os SAF apresentam um potencial para restaurar terras degradadas, mantendo a fertilidade do solo, e mais recentemente seqüestrar carbono mitigando as emissões de carbono para a atmosfera (Batjes & Sombroek, 1997; Mutuo et al., 2005; Oelbermann et al., 2004; Watson et al., 2000), podendo aumentar os estoques de carbono acima de 60 Mg ha<sup>-1</sup> de C quando comparado com outras coberturas como as pastagens, dependendo da idade da rotação e sistema de uso da terra (Mutuo et al., 2005).

A expansão dos sistemas agroflorestais pode conseqüentemente causar impacto no fluxo global de carbono e estoque de carbono a longo prazo em ecossistemas

terrestres (Dixon, 1995). Os estoques de carbono no perfil na fração C-FLI foram superiores na área de SAF > Capoeira > Pastagem > Floresta.

Tabela 6. Estoques totais de carbono nas frações do solo por perfil até 2,0 m de profundidade em  $\text{Mg ha}^{-1}$  de C contidos em cada fração do solo

<b>Ecosistema</b>	<b>C-FLL</b>	<b>C-FLI</b>	<b>C-AREIA</b>	<b>C-ARGILA</b>	<b>C-SILTE</b>
Floresta	23,13ab±3,33	0,47be±0,03	7,54ad±0,55	53,42aa±3,50	14,04ac±0,54
Pastagem	8,98bb±1,10	0,52abd±0,02	5,98bc±0,41	43,06ba±1,07	11,52ab±0,45
Capoeira	22,71ab±3,60	0,75ad±0,06	7,59ac±0,83	42,45ba±1,42	24,26bb±0,86
SAF	24,82ab±4,22	1,12ad±0,13	7,13ac±0,53	43,77ba±1,75	25,23bb±0,66

FLL: fração leve livre; FLI: fração leve intra-agregada

A primeira letra compara cada fração entre os ecossistemas, a segunda compara as diversas frações dentro do mesmo ecossistema ( $p < 0,05$ ; Tukey HSD).

No geral os estoques de nitrogênio (Tabela 7) seguiram a mesma tendência dos estoques de carbono (Tabela 6). Os estoques de nitrogênio ao longo do perfil em cada fração foram maiores nas frações C-argila, C-silte e C-FLL, sendo que os valores mais elevados da fração argila encontrados nas áreas de SAF ( $7,06 \text{ Mg ha}^{-1}$  de N) e Capoeira ( $7,06 \text{ Mg ha}^{-1}$  de N), bem como a área de floresta apresentou os maiores estoques nitrogênio na fração C-FLL ( $1,17 \text{ Mg ha}^{-1}$  de N). Os estoques de nitrogênio na fração C-FLI e fração C-Argila não apresentaram variação significativa ( $p > 0,05$ ) entre os ambientes, sendo  $0,01$  a  $0,02 \text{ Mg ha}^{-1}$  de N na fração FLI e entre  $6,56$  a  $7,42 \text{ Mg ha}^{-1}$  de N.

Tabela 7. Estoques totais de nitrogênio nas frações do solo por perfil até 2,0 m de profundidade em  $\text{Mg ha}^{-1}$  de N contidos em cada fração do solo

<b>Ecosistema</b>	<b>C-FLL</b>	<b>C-FLI</b>	<b>C-AREIA</b>	<b>C-ARGILA</b>	<b>C-SILTE</b>
Floresta	1,17ab±0,18	0,01ae±0,0	0,27bd±0,03	6,56aa±0,16	0,89cc±0,04
Pastagem	0,29bc±0,03	0,01ae±0,0	0,31bd±0,03	6,82aa±0,12	1,61bb±0,08
Capoeira	0,87ac±0,15	0,01ae±0,0	0,26bd±0,03	7,06aa±0,15	2,01ab±0,08
SAF	0,82ac±0,14	0,02ae±0,0	0,54ad±0,04	7,42aa±0,18	1,49bb±0,06

FLL: fração leve livre; FLI: fração leve intra-agregada

A primeira letra compara cada fração entre os ecossistemas, a segunda compara as diversas frações dentro do mesmo ecossistema ( $p < 0,05$ ; Tukey HSD).

## 5. CONCLUSÕES

Em todos os sistemas de uso da terra o carbono presente na superfície do solo está associado as frações mais lábeis do solo enquanto que em profundidade o carbono está retido nas frações pesadas mais finas do solo (argila + silte);

Em torno de 60% do CO do solo dos sistemas de uso da terra estudados estão contidos na camada superficial (0-5cm), associado a fração leve (C-FLL). As áreas de Capoeira apresentaram a maior massa de frações leves (livre e intra-agregado), pressupondo que essas áreas apresentam rápida reposição de resíduos orgânicos, atuando de forma similar a áreas florestadas, recuperando o solo e o COS;

Até 2 m de profundidade, o carbono e nitrogênio existentes nas frações pesadas não são diretamente afetados pelos sistemas de uso e manejo do solo como ocorre com a fração C-FLL, C-FLI, N-FLL e N-FLI. No caso de alterações dos ambientes estudados, o declínio de carbono e nitrogênio nas frações pesadas ocorreria lentamente e a longo prazo diferindo das FLL e FLI;

O solo sob Floresta apresenta as porcentagens mais elevadas de CO no intervalo de 10 a 200 cm de profundidade, demonstrando o potencial das raízes, biota do solo e liteira (fina e grossa) no balanço do carbono em áreas de Floresta Primária;

O carbono contido em todas as frações nos solos sob Capoeira e SAF foram superiores, em todas as profundidades, quando comparado com o ambiente de Pastagem, sendo possível inferir que em conversão de floresta para o estabelecimento de SAF ou Capoeira ocorre menos perda de carbono para a atmosfera;

As áreas de Capoeira e SAF recuperam o carbono orgânico do solo, sendo alternativas viáveis de recuperação de solo submetidos a degradação e a cultivos intensos na Amazônia;

O carbono na fração C-FLI seguiu a mesma tendência do C-FLL, com maiores percentuais até 40 cm de profundidade, apresentando a mesma seqüência decrescente de valores da fração C-FLL em todos os ambientes;

A fração C-argila foi responsável por 70% do CO retido entre 1,0 m a 2,0 m em profundidade, aumentando a contribuição em profundidade.

Os teores de Nit (nitrogênio total) na fração N-FLL seguiram a mesma tendência do COS, elevados na superfície do solo, decrescendo drasticamente em profundidade.

Os maiores estoques de carbono da fração C-FLL, na camada de 0-5 cm, ocorreram no Sistema Agroflorestral (20,98 Mg ha<sup>-1</sup> de C) > Capoeira (18,09 Mg ha<sup>-1</sup> de C) > Floresta Primária (16,79 Mg ha<sup>-1</sup> de C), sendo os menores estoques registrados na área de pastagem (5,61 Mg ha<sup>-1</sup> de C), diferindo significativamente dos outros sistemas;

Percebe-se que os sistemas de uso influenciam diretamente o carbono lábil, mas a física do solo controla diretamente a dinâmica do carbono e nitrogênio nas outras frações de carbono, principalmente, a textura do solo; sendo preponderante com o aumento da profundidade;

Os maiores estoques totais de carbono e nitrogênio das frações em todos os SUT seguiram a seguinte seqüência: C-argila > C-silte > C-FLL > C-areia > C-FLL.

A área de pastagem apresentou baixos estoques de carbono totais nas frações C-FLL, C-areia e C-silte. A Floresta apresenta o maior estoque total de carbono na fração argila (53,42 Mg ha<sup>-1</sup> de C) quando comparado com os outros ambientes. A expansão dos sistemas agroflorestrais/capoeira pode conseqüentemente causar impacto no fluxo global de carbono e estoque de carbono a longo prazo em ecossistemas terrestres;

Os estoques totais de nitrogênio ao longo do perfil em cada fração foram maiores nas frações C-argila, C-silte e C-FLL, sendo que os valores mais elevados da fração argila encontrados nas áreas de SAF e Capoeira, bem como a área de floresta apresentou os maiores estoques nitrogênio na fração C-FLL.

## 6. REFERÊNCIAS

Amato, M.; Ladd, J.N.; Ellington, A.; Ford, G.; Mahoney, J.E.; Taylor, A.C.; Walscott, D. 1987. Decomposition in situ of <sup>14</sup>C and <sup>15</sup>N-labelled legume and wheat materials in a range of southern Australian soils. *Australian Journal Soil Research*, 25:95-105.

Amelung, W. & Zech, W. 1999. Minimisation of organic matter disruption during particle-size fractionation of grassland epipedons. *Geoderma*, 92: 73-85.

Anderson, D.W. 1995. Decomposition of organic matter and carbon emissions from soils. In: Lal, R.; Kimble, J.; Levine, E.; Stewart, B.A. *Soils and global change*. Boca Raton: CRC Press, p. 165-175.

Andrade, C.A. 2004. Fração orgânica de biossólido e efeito no estoque de carbono e qualidade da matéria orgânica de um latossolo cultivado com eucalipto. 113p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas)-Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Piracicaba, SP.

Batjes, N.H.; Sombroek, W.G. Possibilities for carbon sequestration in tropical and subtropical soils. *Global Change Biology*, v. 3, p. 161-173, 1997.

Batjes, N. H.; Dijkshoorn, J.A. 1999. Carbon and nitrogen stocks in the soils of the Amazon Region. *Geoderma*, 89: 273–286.

Berner, E.K.; Berner, R.A. 1987. *The Global Water Cycle*. New Jersey: Prentice-Hall. 397 p.

Borges, L.F. 2007. Fracionamento físico da matéria orgânica em diferentes solos sob o cultivo de laranja pêra, rio na costa do laranjal, Manacapuru – AM. Programa de Pós Graduação em Agricultura e Sustentabilidade na Amazônia. Dissertação. Universidade Federal do Amazonas. 56p.

Cadish, G.; Oliveira, O.C.; Cantarutti, R.; Carvalho, E.; Urquiaga, S. 1998. The role of legume quality in soil carbon dynamics in savanna ecosystems. In: Bergstrom, L. &

Kirchmann, H. Carbon and nitrogen dynamics in natural and Agricultural Tropical Ecosystems. CAB Internacional, Walling-ford, UK, p. 47-70

Cambardella, C.A.; Elliot, E.T. 1994. Carbon and nitrogen dynamics of soil organic matter fractions from cultivated grassland soils. *Soil Science Society of America Journal*, 58: 123-130

Cambardella, C.A.; Elliot, E.T. 1992. Carbon and nitrogen dynamics of soil organic matter fractions from cultivated grassland soils. *Soil Science Society of America Journal*, 56: 777-783.

Campos, D.V. 2003. Uso da Técnica de  $^{13}\text{C}$  e Fracionamento Físico da Matéria Orgânica em Solos sob Cobertura de Pastagens e Cana-de-Açúcar na Região da Mata Atlântica. Seropédica. Tese (Doutorado em Agronomia – Ciência do Solo) - Instituto de Agronomia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica.

Cambardella, C.A., Elliott, E.T. 1992. Particulate soil organic matter changes across a grassland cultivation sequence. *Soil Science Society of America Journal*, 56: 777-783

Canellas, L.P., Velloso, A.C.X., Rumjanek, V.M., Guridi, F., Olivares, F.L., Santos, G.A., Braz-filho, R. 2002. Distribution of the humified fractions and characteristics of the humic acids of an ultisol under cultivation of Eucalyptus and sugar cane. *Terra*, 20:371-381.

Castro filho, C.; Muzilli, O.; Podanoschi, A.L. 1998. Estabilidade dos agregados e sua relação com o teor de carbono orgânico num latossolo roxo distrófico, em função de sistemas de plantio, rotação de culturas e métodos de preparo de amostras. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 22: 527-538.

Choné, T.; Andreux, F.; Correa, J.C.; Volkoff, B.; Cerrí, C.C. 1991. Changes in organic matter in an oxisol from the central Amazonian forest during eight years as pasture, determined by  $^{13}\text{C}$  composition. IN: Berthelin, J. Diversity of environmental biogeochemistry. Elsevier, New York, 307-405.

Christensen, B.T. 1992. Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates. *Advanced in Soil Science*, 20: 1-90.

Christensen, B.T. 2000. Organic matter in soil – structure, function and turnover. In: *Plant Production*. Tjele, 95p.

Christensen, B.T. 2001. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. *European Journal of Soil Science*, Oxford, 52: 345-353.

Conceição, P.C. 2006. Physical protection of soil organic matter in Southern Brazilian soils. *Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre*, 145p.

Conceição, P.C.; Amado, T.J.C.; Spagnollo, M.E. 2005. Qualidade do solo em sistemas de manejo avaliada pela dinâmica da matéria orgânica e atributos relacionados. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 29: 777-788.

Corazza, E.J. et al. 1999. Comportamento de diferentes sistemas de manejo como fonte ou depósito de carbono em relação à vegetação de cerrado. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, 23 (2): 425-432.

Cruz, A.C.R.; Pauletto, E.A.; Flores, C.A.; Silva, J.B. 2003. Atributos físicos e carbono orgânico de um argissolo vermelho sob sistemas de manejo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 27: 1105-1112.

Cuevas, E. & Medina, E. 1988. Nutrient dynamics within Amazonian forests: fine root growth, nutrient availability and leaf litter decomposition. *Oecologia*, 76: 222-235.

Cunha, T.J.F.; Madari, B.E.; Benites, V.M. de; Canellas, L.P.; Novotny, E.H.; Moutta, R. de O.; Trompowsky, P.M.; Santos, G. de A. 2007. Fracionamento químico da matéria orgânica e características de ácidos húmicos de solos com horizontes A antrópico da Amazônia (Terra Preta). *Acta Amazônica*, 37: 91-98.

Dalal, R. C. & R. J. Mayer. 1986. Long-term trends in fertility of soils under continuous cultivation and cereal cropping in southern Queensland. II. Total organic carbon and its rate of loss from the soil profile. *Australian Journal of Soil Research*, Melbourne, 24(1): 281-92.

Desjardins, T.; Barros, E.; Sarrazin, M.; Girardin, C.; Mariotti, A. 2004. Effects of Forest conversion to pasture on soil carbon content and dynamics in Brazilian Amazônia. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 103: 365-373.

Detwiler, F.A. 1986. Land use change and the global carbon cycle: the role of tropical soils. *Biogeochemistry*, 2: 67-93.

Diekow, J.; Mielniczuk, J.; Knicker, H.; Bayer, C.; Dick, D.P.; Knabner-kogel, I. 2005. Soil C and N stocks as affected by cropping systems and nitrogen fertilization in a southern Brazil Acrisol managed under no-tillage for 17 years. *Soil & Tillage Research*, 81: 87-95.

Dixon, R.K. & Turner, D.P. 1991. The global carbon cycle and climate change: responses and feedback from below-ground systems. *Environmental Pollution*, 73: 245-261.

Doran, J.W. & Parkin, T.B. 1994. Defining and assessing soil quality. In: Doran, J.W.; Coleman, D.C.; Bezdicek, D.F.; Stewart, B.A. eds. *Defining soil quality for a sustainable environment*. Madison, Soil Science Society of America, p.3-22. (Publication Number, 35)

Duxbury, J.M.; Smith, M.S.; Doran, J.W. 1989. Soil organic matter as a source and a sink of plant nutrients. In: coleman, D.C.; oades, J.M.; uehara, G. (Eds). *Dynamics of Soil Organic Matter in Tropical Cosystems*, Niftal. Project, Honolulu, p. 33-67.

Embrapa.2006. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Rio de Janeiro, EMBRAPA-CNPS, 412 p.

Fearnside, P.M.; Leal Filho, N.; Fernandes, F.M. 1993. Rainforest burning and the global carbon budget: biomass, combustion efficiency and charcoal formation in the Brazilian Amazon. *Journal of Geophysical Research*, 98:16733-16743.

Fearnside, P.M. 1996. Amazonian deforestation and global warming: carbon stocks in vegetation replacing Brazil's Amazon forest. *Forest Ecology and Management*, 80: 21-34.

Fernandes, S.A.P.; Bernoux, M.; Cerri, C.C.; Feigl, B.J.; Piccolo, M.C. 2002. Seasonal variation of soil chemical properties and CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes in unfertilized and P-fertilized pastures in an ultisol of the Brazilian Amazon. *Geoderma*, 107: 227-241

Feigl, B.J.; Melillo, J.M.; Cerri, C.C. 1995. Changes in the origin and the quality of soil organic matter and its size fractions after deforestation for pasture introduction in Rondônia, Brasil. *Plant Soil*, 175: 21-29.

Follett, R.F. 2001. Soil management concepts and carbon sequestration in cropland soils. *Soil Tillage Research*, 64: 77-92.

Foster, R.C. 1994. Microorganismos and soil aggregates. In: Pankhurst, C.E.; Doube, B.M.; Gupta, V.V.S.R.; Grace, P.R. *Soil biota: management in sustainable farming systems*. East Melbourne, CSIRO, p. 144-155.

Franzluebbers, A.J. 2002. Soil organic matter stratification ratio as an indicator of soil quality. *Soil Tillage Research*, 66: 95-106.

Franzluebbers, A.J. 2005. Soil organic carbon sequestration and agricultural greenhouse gas emissions in the southeastern USA. *Soil & Tillage Research*, 83: 120-147.

Freitas, P.L.de; Blancaneaux, P.; Gavinelli, E.; Larrouy-Larré, M.C.; Feller, C. 2000. Nível e natureza do estoque orgânico de Latossolos sob diferentes sistemas de uso e manejo. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 35: 157-170.

Freixo, A. A.; Machado, P. L. O. A.; Santos, H. P.; Silva, C. A.; Fadigas, F.S. 2002a. Soil organic carbon and fractions of a Rhodic Ferralsol under the influence of tillage and crop rotation systems in Southern Brazil. *Soil and Tillage Research*, Amsterdam, 64: 221-230.

Freixo, A. A.; Machado, P. L. O. A.; Guimarães, C. M.; Silva, C. A.; Fadigas, F.S. 2002b Estoques de carbono e nitrogênio e distribuição de frações orgânicas de Latossolo do Cerrado sob diferentes sistemas de cultivo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, 26: 425-434.

Gayer, C.; Mielniczuk, J.; Amado, T.J.C.; Martin-Neto, L.; Fernandes, S.V. 2000. Organic matter storage in a sandy clay loam Acrisol affected by tillage and cropping systems in southern Brazil. *Soil & Tillage Research*, 54: 101-109

Gavinelli, E.; Feller, C.; Larré-Larrouy, M. C.; Bacye, B.; Djegui, N.; Nzila, J. D. 1995. A routine method to study soil organic matter by particle-size fractionation: examples for tropical soils. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, Athens, 26:749-1760.

Gregorich, E.G.; Carter, M.R.; Angers, D.A.; Monreal, C.M.; Ellert, B.H. 1994. Towards a minimum data set to assess soil organic matter quality in agricultural soils. *Can. J. Soil Sci.*, 32: 367-375

Guo, L.B. & Gifford, R.M. 2002. Soil carbon stocks and land use change: a meta analysis. *Global Change Biology*, 8: 345-360, 2002.

Hairiah, K.; Sitompul, S.M.; Van Noordwijk, M.; Palm, C.A. 2001. Carbon stocks of tropical land use systems as part of the global carbon balance: effects of forest conversion and options for clean development activities. *Alternatives to slash-and-burn (ASB) Lecture*. ICRAF, Bogor, Indonesia.

Hernani, L.C.; Kurihara, C.H.; Silva, W.M. 1999. Sistemas de manejo do solo e perdas de nutrientes e matéria orgânica por erosão. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 23: 145-154.

Higuchi, N. & Carvalho, JR J.A. 1995. Biomassa florestal e conteúdo de carbono de espécies arbóreas da Amazônia. In: Emissões x Sequestro de CO<sub>2</sub> – Uma nova oportunidade de negócios para o Brasil. CVRD. P. 125-153.

Higuchi, N.; Chambers, J.; Santos, J.dos.; Ribeiro, R.J.; Pinto, A.C.M.; Silva, R.P.da.; Rocha, R.de M.; Tribuzi, E.S. 2004. Dinâmica e balance do carbono da vegetação primária da Amazônia Central. *Floresta*, 34: 295-304.

Houghton, R.A. 2003a. Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management 1850-2000. *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology*, 55: 378-390.

Houghton, R.A. 2003b. Why are estimates of the terrestrial carbon balance so different? *Global Change Biology*, 9: 500-509.

Houghton, R.A. 2005. Aboveground forest biomass and the global carbon balance. *Global Change Biology*, 11: 945-958.

Hsieh, Y.P. 1989. Dynamics of soil organic matter formation in croplands conceptual analysis. *The Science of the total environment*, 81: 381-390.

Ingram, J.S.I. & Fernandes, E.C.M. 2001. Managing carbon sequestration in soils: concepts and terminology. *Agricultural Ecosystems Environmental*, 87: 111-117.

Izaurrealde, R.C.; Rosenberg, N.; Lal, R. 2001. Mitigation of climatic change by soil carbon sequestration: issues of science, monitoring and degraded lands. *Advances Agronomy*, 70: 1-75.

Janzen, H. H.; Campbell, C. A.; Brandt, S. A., 1992. Light – fraction organic matter in soils from long-term crop rotations. *Soil Science Society of America Journal*, 56:1799-1806.

Janzen, H.H.; Campbell, C.A.; Ellert, B.H.; Bremer, E. 1997. Soil organic matter dynamics and their relationship to soil quality. In: Gregorich, E.G.; Carter, M.R. (Ed.). Soil quality for crop production and ecosystem health. Amsterdam: Elsevier, p. 277-291. (Developments in Soil Science, 25).

Jordan, C.F. 1986. Soils of the Amazon rainforest. In: Prance, G.T.; Lovejoy, T.E. (Ed.). Amazonia. Oxford: Pergamon Press. p. 83-94.

Lal, R. 2004. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma*, 123: 1-22.

Lal, R.; Follett, R.F.; Kimble, J.; Cole, C.V. 1999. Managing US cropland to sequester carbon in soil. *Journal Soil Water Conservation*, v. 54, p. 374-381.

Lal, R. & Kimble, J.M. 2000. Tropical ecosystems and the global carbon cycle. In: Lal, R.; Kimble, J.M.; Stewart, B.A. *Global Climate Change and Tropical Ecosystems*. CRC-Lewis Publishers. Boca Raton, FL, p. 3-32.

Lepsch, I.F.; Silva, N.M.; Espironelo, A. 1982. Relação entre matéria orgânica e textura de solos sob cultivo de algodão e cana de açúcar, no Estado de São Paulo. *Bragantia*, Campinas, 41: 231-236.

Lovato, T.Ç Mielniczuk, J.; Bayer, C.; Vezzani, F. 2004. Adição de carbono e nitrogênio e sua relação com os estoques no solo e com o rendimento do milho em sistemas de manejo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 28: 175-187.

Marques, J.D.; Luizão, F.J.; Luizão, R.C.C.; Neto, A.S. 2007. Variação do carbono orgânico em relação aos atributos físicos e químicos do solo ao longo de uma topossequência na Amazônia Central. *Anais do VIII Congresso de Ecologia do Brasil*, 23 a 28 de Setembro de 2007, Caxambu – MG, CD-ROOM.

Mielniczuk, J. 1999. Matéria orgânica e a sustentabilidade de sistemas agrícolas. In: Santos, G.A. & Camargo, F.A.O., eds. *Fundamentos da matéria orgânica do solo. Ecossistemas tropicais e subtropicais*. Porto Alegre, Genesis, p.1-8.

Moreira, A. 2007. Fertilidade, matéria orgânica e substâncias húmicas em solos antropogênicos da Amazônia Ocidental. *Bragantia*, Campinas, 66(2): 307-315.

Moreira, A. & Malavolta, E. 2002. Variação das propriedades químicas, físicas do solo e na matéria orgânica em agroecossistemas da Amazônia Ocidental. Piracicaba: CENA/USP, 79p.

Mutuo, P.K.; Cadisch, G.; Albrecht, A.; Palm, C.A.; Verchot, L. 2005. Potential of agroforestry for carbon sequestration and mitigation of greenhouse gas emissions from soils in the tropics. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 71:43-54.

Neufeldt, H.; Resck, D.V.S.; Ayarza, M.A. 2002. Texture and land-use effects on soil organic matter in cerrado oxisols, central Brazil. *Geoderma*, 107: 151-164.

Nepstad, D.C.; Carvalho, C.R.; Davidson, E.A.; Jipp, P.H.; Lefebvre, G.H.; Negreiros, E.D.; Silva, T.A.; Stone, S.E.; Trumbore, S.E.; Vieira, S. 1994. The role of deep roots in the hydrological cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature*, 372:666-669.

Nogueira, E.M. 2008. Densidade de madeira e alometria de árvores em florestas do 'arco do desmatamento': implicações para biomassa e emissão de carbono a partir de mudanças de uso da terra na amazônia brasileira. Programa de Pós-Graduação em Ciências de Florestas Tropicais. Tese de doutorado. INPA

Oelbermann, M.; Voroney, R.P.; Gordon, A.M. 2004. Carbon sequestration in tropical and temperate agroforestry systems: a review with examples from Costa Rica and southern Canada. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, v. 104, p. 359-377.

Palm, C.A.; Alegre, J.C.; Arevalo, L.; Mutuo, P.K.; Mosier, A.; COE, R. 2002. Nitrous oxide and methane fluxes in six different land use systems in the Peruvian Amazon. *Global Biogeochemistry Cycles*, 16: 1073.

Passos, R.R.; Ruiz, H.A.; Cantarutti, R.B.; Mendonça, E.S. de. 2007. Carbono orgânico e nitrogênio em agregados de um Latossolo vermelho distrófico sob duas coberturas vegetais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 31: 1109-1118.

Paustian, K.; Six, J.; Elliott, E.T.; Hunt, H.W. 2000. Management options for reducing CO<sub>2</sub> emissions from agricultural soils. *Biogeochemistry*, 48: 147-163

Philips, O.L.; Malhi, Y.; Higuchi, N.; Laurance, W.F.; Nunez, P.V.; Vasquez, R.M.; Laurance, S.G.; Ferreira, L.V.; Stern, V.; Brown, S.; Grace, J. 1998. Changes in the carbon balance of tropical forests: evidence from long-term plots. *Science*, 282: 439-442.

Pinheiro, E.F.M.; Pereira, M.G.; Anjos, L.H.C.; Machado, P.L.O.A. 2004. Fracionamento densimétrico da matéria orgânica do solo sob diferentes sistemas de manejo e cobertura vegetal em Paty do Alferes. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 28: 731-737.

Pinto, A.de S.; Bustamante, M.M.C.; Kissele, K.; Burke, R.; Zepp, R.; Viana, L.T.; Varella, R.F.; Molina, M. 2002. Soil emissions of N<sub>2</sub>O, N<sub>2</sub>, and CO<sub>2</sub> in Brazilian Savannas: effects of vegetation type, seasonality and prescribed fires. *Journal of Geophysical Research*, 107: 1-57.

Puget, P.; Chenu, C.; Balesdent, J. 2000. Dynamics of soil organic matter associated with particle-size fractions of water-stable aggregates. *European Journal Soil Science*, 51: 595-605.

Reicosky, D.C.; Reeves, D.W.; Prior, S.A.; Runion, G.B.; Rogers, H.H.; Raper, R.L. 1999. Effects of residue management and controlled traffic on carbon dioxide and water loss. *Soil Tillage Research*, 52: 153-165.

Roscoe, R. & Buurman, P. 2000. Disruption of soil aggregates by varied amount of ultrasonic energy in fractionation of clay Latosol. *Europ. J. Soil Sci.*, 51:445-454.

Roscoe, R. & Machado, P. L. O. de A. 2002. Fracionamento Físico do solo em Estudos da Matéria Orgânica. Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 86p.

Sá, J.C.M.; Cerri, C.C.; Dick, W.A.; Lal, R.; Venske-filho, S.P.; Piccolo, M.C.; Feigl, B.E. 2001. Organic matter dynamics and carbon sequestration rates for a tillage chronosequence in a Brazilian Oxisol. *Soil Science Society America Journal*, 65: 1486-1449.

Sá, J.C.M. 2001. Dinâmica da matéria orgânica em sistemas de manejo convencional e plantio direto. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas)-Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Piracicaba, SP, 141p.

Salimon, C.I.; WadI, P.G.S.; Melo, A.W.F. 2007. Dinâmica do carbono na conversão de floresta para pastagens em argissolos da formação geológica solimões, no sudoeste da Amazônia. *Revista de Biologia e Ciências da Terra*, 7(1): 29-38

Sanchez, P., Palm, C.A., Buol, S.W. 2003 Fertility capability soil classification: a tool to help assess soil quality in the tropics. *Geoderma*, 114:157-185.

Santos, A.J.B.; Quesado, C.A.; Silva, G.da.; Maia, J.F.; Miranda, H.S.; Miranda, A.C.; Lloyd, J. 2004. High rates of net ecosystem carbon assimilation by *Brachiara* pasture in the Brazilian Cerrado. *Global Change Biology*, 10: 877-885.

Stallard, R.F.; Edmond, J.M. 1981. Geochemistry of the Amazon. 1. Precipitation chemistry and the marine contribution to the dissolved-load at the time of peak discharge. *Journal Of Geophysical Research-Oceans And Atmospheres*, v.86(10): 9844-9858.

Schnitzer, M. 1986. Binding of humic substances by mineral colloids. IN: HUANG, P.M.; SCHITZER, M. Interactions of soil minerals with natural organics and microbes. Wisconsin: SSSA, 77-101.

Shang, C. & Tiessen, H. 2001. Sequential versus parallel density fractionations of silt-sized organomineral complexes of tropical soils using metatungstate. *Soil Biology Biochemistry*, 33: 259-262.

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.

Silva, J. E. & Resck, D. V. S. 1997. Matéria orgânica do solo. In: VARGAS, M. A. T.; HUNGRIA, M. (Ed.). *Biologia dos solos dos cerrados*. Planaltina: EMBRAPA-CPAC, p. 467-524.

Silva, C.A. & Machado, P.L.O.A. 2000. Sequestro e emissão de carbono em ecossistemas agrícolas: estratégias para o aumento dos estoques de matéria orgânica em solos tropicais. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 23p. (Documentos, 19).

Six, J.; Paustian, K.; Elliott, E.T.; Combrink, C. 2000. Soil structure and soil organic matter: distribution of aggregate size classes and aggregate associated carbon. *Soil Science Society of America Journal*, 64: 681-689.

Soares, R. 2007. Agregação e Distribuição da Matéria Orgânica em Solos de Terra Preta de Índio da Amazônia Central. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós Graduação em Geociências, UFF, Niterói. 107p.

Sohi, S.; Mahieu, N.; Arah, J. R. M.; Powlson, D. S. P.; Madari, B. & Gaunt, J. L. 2001. Procedure for isolating soil organic matter fractions suitable for modeling. *Soil Science Society of America Journal*, 65:1121-1128.

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 American Journal*, 66: 68-82.

Seybold, C.A.; Herrick, J.E.; Bredja, J.J. 1998. Soil resilience: a fundamental component of soil quality. *Soil Sci.*, 164:224-233.

Swift, R.S. 2001. Sequestration of carbon by soil. *Soil Science*, 166: 835-858.

Trumbore, S.E.; Davidson, E.A.; Camargo, P.B. de.; Nepstad, D.C.; Martinelli, L.A. 1995. Belowground cycling of carbon in forests and pastures of Eastern Amazônia. *Global Biogeochemical Cycles*, 9: 515-528.

Varella, R.F.; Bustamante, M.M.C.; Pinto, A.S.; Kissele, K.W.; Santos, R.V.; Burke, R.A.; Zepp, R.G.; Viana, L.T. Soil fluxes of CO<sub>2</sub>, CO, NO and N<sub>2</sub>O from an old pasture and from native savanna in Brazil. *Ecological Applications*, v. 14, p. 221-231, 2004.

Vieira, F.C.B.; Bayer, C.; Zanatta, J.A; Dieckow, J.; Mielniczuk, J.; HE, Z.L. 2007. Carbon management index based on physical fractionation of soil carbon organic matter in an Acrisol under long-term no-till cropping systems. *Soil Tillage Research*. (in press).

Yang, Z.; Singht, B.R.; Sitaula, B.K. 2004. Fractions of organic carbon in soils under different crop rotation, cover crop and fertilization practices. *Nutrient Cycling in Agroecosystem*, 22(1): 1- 6.

West, T.O.; Post, W.M. 2002. Soil organic carbon sequestration rates by tillage and crop rotation: A global data analysis. *Soil Science Society of America Journal*, v. 66, p. 1930-1946, 2002.

Zanatta, J.A.; Bayer, C.; Dieckow, J.; Vieira, F.C.B.; Mielniczuk, J. 2007. Soil organic carbon accumulation and carbon costs related to tillage, cropping systems and nitrogen fertilization in a subtropical Acrisol. *Soil & Tillage Research*, v. 94, p. 510-519, 2007.

## CONCLUSÃO GERAL

Os valores totais de estoques reforçam a precaução atual em reduzir as explorações de áreas de floresta tropicais. A exposição desse carbono em função da exploração dessas áreas aliado ao efeito das mudanças no clima pode conduzir a perdas desse carbono estocado no solo;

Os atributos do solo com textura, densidade do solo, estabilidade de agregado e macroporosidade inteferem no fluxo do carbono no solo melhorando a quantidade e qualidade caso não sejam alterados. Alterações nesses atributos conduzem a perdas de COS ao longo do tempo. Aumentos na textura e macroporosidade aumentam as concentrações de COS, enquanto que aumentos microporosidade e caulinita reduzem o carbono existente no 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. 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;

Em Floresta Primária o carbono está alocado na fração FLL e na fração pesada argila. Os solos argilosos e muito argilosos apresentam um grande potencial para seqüestrar carbono em profundidade, e por um longo tempo, enquanto que os solos arenosos tem uma pequena capacidade de armazenar carbono nas suas frações;

Na Floresta, Pastagem, Capoeira e SAF o carbono presente na superfície do solo está associado as frações mais lábeis do solo enquanto que em profundidade o carbono está retido nas frações pesadas mais finas do solo (argila + silte). Os sistemas de uso influenciam diretamente o carbono lábil, mas a física do solo controla diretamente a dinâmica do carbono e nitrogênio nas outras frações de carbono, principalmente, a textura do solo; sendo preponderante com o aumento da profundidade. O carbono contido em todas as frações nos solos sob Capoeira e SAF foram superiores, em todas

as profundidades, quando comparado com o ambiente de Pastagem, sendo possível inferir que em conversão de floresta para o estabelecimento de SAF ou Capoeira ocorre menos perda de carbono para a atmosfera;

**REFERÊNCIAS GERAIS**

Addiscott, T.M. 1995. Entropy and sustainability. *Eur. J. Soil Sci.*, 46:161-168.

Bajracharya, R.M.; Lal, R.; Kimble, J.M. 1998. Soil organic carbon distribution in aggregates and primary particle fractions as influenced by erosion phases and landscape position. In: Lal, R.; Kimble, J.M.; Follett, R.F.; Stewart, B.A. *Soil processes and the carbon cycle*. Boca Raton, FL: CRC Press. p. 353-368.

Bayer, C.; Mielniczuk, J.; Amado, T.J.C.; Martin-Neto, L.; Fernandes, S.V. 2000. Organic matter storage in a sandy clay loam Acrisol affected by tillage and cropping systems in southern Brazil. *Soil & Tillage Research*, 54: 101-109.

Bernoux, M.; Cerri, C.C.; Cerri, C.E.P.; Neto, M.S.; Metay, A.; Perrin, A.S.; Scopel, E.; Razafimbelo, T.; Blavet, D.; Piccolo, M.C.de; Pavei, M.; Milne, E. 2006. Cropping systems, carbon sequestration and erosion in Brazil, a review. *Agronomy Sustainable*, 26:1-8.

Chen, C.R.; Xu, Z.H.; Mathers, N.J. 2004. Soil carbon pools in adjacent natural and plantation forests of subtropical Australia. *Soil Science Society of America Journal*, 68: 282-291.

Cox, P.M.; Betts, R.A.; Collins, M.; Harris, P.; Huntingford, C.; Jones, C.D. 2004. Amazonian dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. *Theoretical and Applied Climatology*, 78: 137-156.

Cox, P.M.; Betts, R.A.; Jones, C.D.; Spall, S.A.; Totterdell, I.J. 2000. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, 408: 184-187.

Davidson, E.A. & Artaxo, P. 2004. Globally significant changes in biological processes of the Amazon Basin: results of the Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment. *Global Change Biology*, Oxford, 10(5): 519-529.

Duxbury, J.M.; Smith, M.S.; Doran, J.W. 1989. Soil organic matter as a source and a sink of plant nutrients. In: Coleman, D.C.; Oades, J.M.; Uehara, G. (Eds). Dynamics of Soil Organic Matter in Tropical Cosystems, Niftal. Project, Honolulu, p. 33-67.

Ferreira, S.J.F.; Ferraz, J.B.; Kobayashi, M.; Hirai, K.; Takahashi, M.; Silva, C.E.M. da. 2003. Processos de degradação e recuperação de ecossistemas florestais na Amazônia Central: alterações no armazenamento de água nos solos. In: Higuchi, N.; Santos, J. dos; Sampaio, P.T.B. de; Marengo, R.A.; Ferraz, J.; Sales, P.C. DE; Saito, M.; Matsumoto, S. Projeto Jacaranda Fase II: Pesquisas Florestais na Amazônia Central, Manaus-AM. CPST/INPA. cap. 12, p. 169-178.

Gama-Rodrigues, A.C.; Barros, N.F.; Santos, M.L. 2003. Decomposição e liberação de nutrientes do folheto de espécies florestais nativas em plantios puros e mistos no sudeste da Bahia. Revista Brasileira de Ciência do Solo, (27):1021-1031.

GERMAN, B. 1989. Greenhouse effect and climatic change. In:\_\_\_\_\_. Properties the earth's atmosphere: an international challenge: interim report of study Commission of the 11 th German Bundestag Preventive Measures to Protect the Earth's Atmosphere. Bonn, p. 340-531.

Glenday, J. 2006. Carbon storage and emissions offset potential in na East African tropical rainforest. Forest Ecology and Management, 235: 72-83.

Hashimoto, T.; Kojima, K.; Tange, T.; Sasaki, S. 2000. Changes in carbon storage in fallow forests in the tropical lowlands of Borneo. Forest Ecology and Management, 126: 331-337.

Houghton, R.A. 2005. Aboveground forest biomass and the global carbon balance. Global Change Biology, 11: 945-958.

Houghton, R.A.; Lawrence, K.T.; Hackler, J.L.; Brown, S. 2001. The spatial distribution of forest biomass in the Brazilian Amazon: a comparison of estimates. Global Change Biology, 7: 731-746.

Hughens, R.F.; Kauffman, J.B.; Cummings, D.L. 2002. Dynamics of aboveground and soil carbon and nitrogen stocks and cycling of available nitrogen along a land use gradient in Rondônia, Brazil. *Ecosystems*, 5: 244-259.

Hyvonen, R.; Agren, G.I.; Linder, S.; Persson, T.; Cotrufo, M.F.; Ekblad, A.; Freeman, M.; Grelle, A.; Janssens, I.A.; Jarvis, P.G.; Kellomaki, S.; Lindroth, A.; Loustau, D.; Lundmark, T.; Norby, R.J.; Oren, R.; Pilegaard, K.; Ryan, M.G.; Sigurdsson, B.D.; Schlesinger, W.H. 1997. *Biogeochemistry: an analysis of global change*. 2.ed. San Diego: Academic Press, 588p.

Stromgren, M.; van Oijen, M.; Wallin, G. 2007. The likely impact of elevated CO<sub>2</sub>, nitrogen deposition, increased temperature and management on carbon sequestration in temperate and boreal forest ecosystems: a literature review. *New Phytologist*, 173: 463-480.

IPCC, 2007. *Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. WMO/UNEP, 18 pp.

Jastrow, J.D.; Miller, R.M.; Matamala, R.; Norby, R.J.; Boutton, T.W.; Rices, C.W.; Owensby, C.E. 2005. Elevated atmospheric carbon dioxide increases soil carbon. *Global Change Biology*, 11: 2057-2064.

Krusche, Alex Vladimir (et al.). 2005. Efeitos das mudanças do uso da terra na biogeoquímica dos corpos d'água na bacia do Rio Ji-Paraná, Rondônia. *Acta Amazônica*, 35: 197-205.

Koning, G.H.J. de; Veldkamp, E.; Ulloa-López, M. 2003. Quantification of carbon sequestration in soils following pasture to forest conversion in northwestern Ecuador. *Global Biochemical Cycles*, 7(4): 3-9.

Lal, R.; Follett, R.F.; Kimble, J.; COLE, C.V. 1999. Managing US cropland to sequester carbon in soil. *Journal Soil Water Conservation*, 54: 374-381.

Lal, R. 2004. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science*, 304: 1623-1627.

Letterns, S.; Orshoven, J.V.; Wesemael, B.V.; Muys, B.; Perrin, D. 2005. Soils organic carbon changes in landscape units of Belgium between 1960 and 2000 with reference to 1990. *Global Change Biology*, 11: 2128-2140.

Lovatto, T.; Mielniczuk, J.; Bayer, C.; Vezzani, F. 2004. Adição de carbono e nitrogênio e sua relação com os estoques no solo e com o rendimento do milho em sistemas de manejo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 28: 175-187.

Malhi, Y.; Wood, D.; Baker, T.R.; Wright, J.; Phillips, O.L.; Cochrane, T.; Meir, P.; Chave, J.; Almeida, S.; Arroyo, L.; Higuchi, N.; Killeen, T.; Laurance, S.G.; Laurance, W.F.; Lewis, S.L.; Monteagudo, A.; Neill, D.A.; Vargas, P.N.; Pitman, N.C.A.; Quesada, C.A.; Salomão, R.; Silva, J.N.M.; Lezama, A.T.; Terborgh, J.; Martínez, R.V.; Vinceti, B. 2006. The regional variation of aboveground live biomass in old-growth Amazonian forests. *Global Change Biology*, 12: 1107-1138.

Marland, G. R.; J. Andrés, T. A.; Boden, C.; Brenkert, A. 2008. Global, regional and national annual CO<sub>2</sub> emissions estimates from fossil fuel burning, cement production and gas flaring. 1751-1998 (revised in august, 2003), Rep. ORNL/CDIAC/ NDP-030, Oak Ridge Natl. Lab., Oak Ridge, Tenn., 2001. Disponível: <<http://cdiac.esd.ornl.gov/ndps/ndp030.html>>. Acesso: 20 setembro 2008.

Marschaner, B.; Brodowski, S.; Dreves, A.; Gleixner, G.; Gude, A.; Grootes, P.M.; Hamer, U.; Heim, A.; Jandl, G.; Ji, R.; Kaiser, K.; Kalbitz, K.; Kramer, C.; Leinweber, P.; Rethemeyer, J.; Schaffer, A.; Schmidt, M.W.I.; Schwark, L.; Wiesenberger, G.L.B. 2008. *Journal Plant Nutricional Soil Science*, 171: 91-110.

Marques, J.D.; Libardi, P.L.; Teixeira, W.G.; Reis, A.M. 2004. Estudo de parâmetros físicos, químicos e hídricos de um Latossolo Amarelo, na região Amazônica. *Acta Amazonica*, 34(2): 145-154.

Marques, J.D.; Libardi, P.L.; Van Lier, Q. Jong. 2002. Relação entre os horizontes pedológicos e propriedades hidráulicas em dois Latossolos. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. 26(3): 567-577.

Marques, J.D.; Teixeira, W.G.; Reis, A.M.; Cruz Junior, O.F.; Martins, G.C. 2008. Avaliação da condutividade hidráulica do solo saturada utilizando dois métodos de laboratório numa topossequência com diferentes coberturas vegetais no Baixo Amazonas. *Acta Amazônica*. 38(2): 193-206.

Mielniczuk, J.; Bayer, C.; Vezzani, F.M.; Lovato, T.; Fernandes, F.F. & Debarba, L. 2003. Manejo de solo e culturas e sua relação com os estoques de carbono e nitrogênio do solo. In: Curi, N.; Marques, J.J.; Guilherme, L.R.G.; Lima, J.M.; Lopes, A.S.; Alvarez, V.H. *Tópicos em ciência do solo*. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 3: 209-248.

Nakane, K. 1975. Dynamics of soil organic matter in different parts on a slope under evergreen oak forest. *Japanese Journal of Ecology*, 25: 205-216.

Nepstad, D.C.; Veríssimo, A.; Alencar, A.; Nobre, C.; Lima, E.; Lefebvre, P.; Schlesinger, P.; Potterk, C.; Moutinho, P.; Mendoza, E.; Cochrane, M.; Brooks, V. 1999. Large-scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire. *Nature*, 398: 505-508.

Oades, J.M. 1988. The retention of organic matter in soils. *Biogeochemistry*, 5: 33-70.

Ometto, J.P.H.B.; Nobre, A.D.; Rocha, H.R.; Artaxo, P.; Martinelli, L.A. 2005. Amazonia and the modern carbon cycle: lessons learned, *Oecologia*, New York, 143(4): 483-500.

Percival, H.J.; Parfitt, R.L.; Scott, N.A. 2000. Factors controlling soil carbon levels in New Zealand Grasslands: Is Clay content Important? 64:1623-1630.

Powers, J.S. & Schlesinger, W.H. 2002. Relationships among soil carbon distributions and biophysical factors at nested spatial scales in rain forests of northeastern Costa Rica. *Geoderma*, 109: 165-190.

Rodriguez, A.R.; Arbelo, C.D.; Guerra, J.A.; Mora, J.L.; Notario, J.S.; Armas, C.M. 2006. Organic carbon stocks and soil erodibility in Canary Islands Andosols. *Catena*, 66: 228-235

Roscoe, R.; Mercante, F.M.; Salton, J.C.. Dinâmica da matéria orgânica do solo em sistemas conservacionistas: modelagem matemática e métodos auxiliares. Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste, 2006. 304p.

Sá, J.C.M.; Cerri, C.C.; Dick, W.A.; Lal, R.; Venske-Filho, S.P.; Piccolo, M.C.; Feigl, B.E. 2001. Organic matter dynamics and carbon sequestration rates for a tillage chronosequence in a Brazilian Oxisol. *Soil Science Society America Journal*, 65: 1486-1449.

Saleska, S.R.; Miller, S.D.; Matross, D.M.; Goulden, M.L.; Wofsy, S.C.; DA Rocha, H.R., DE Camargo, P.B.; Crill, P.; Daube, B.C.; DE Freitas, H.C.; Hutyrá, L.; Keller, M.; Kirchhoff, V.; Menton, M.; Munger, J.W.; Pyle, E.H.; Rice, A.H.; Silva, H. 2003. Carbon in Amazon forests: Unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. *Science*, London, 302(28): 1554-1557.

Schaphoff, S.; Lucht, W.; Geten, D.; Sitch, S.; Cramer, W.; Prentice, I.C. 2006. Terrestrial biosphere carbon storage under alternative climate projection. *Climatic Change*, Netherlands, 74(3): 97-122.

Schoenholtz, S.H.; Van Miegroet, H.; Burger, J.A. 2000. A review of chemical and physical properties as indicators of forest soil quality: Challenges and opportunities. *Forest Ecology and Management*, 138: 335-356.

Schlesinger, W.H. 1993. Response of the terrestrial biosphere to global climate change and human perturbation. *Vegetation*, 104: 295-305.

Silva, C.A. & Machado, P.L.O.A. 2000. Seqüestro e emissão de carbono em ecossistemas agrícolas: Estratégias para o aumento dos estoques de matéria orgânica em solos tropicais. Rio de Janeiro, Embrapa Solos, 23p. (Documentos, 19).

Stevenson, F.J. 1994. Humus chemistry: Genesis, composition, reactions. 2.ed. New York, John Wiley & Sons. 496p.

Swift, R.S. 2001. Sequestration of carbon by soil. *Soil Science*, 166: 835-858.

Teixeira, W.G. 2001. Land use effects on Soil Physical and Hydraulic Properties of a Clayey Ferralsol in the Central Amazon. University of Bayreuth. Bayreuth – Alemanha Tese de Doutorado. 255p.

Telles, E.D.C.; Camargo, P.B.; Martinelli, L.A.; Trumbore, S.E.; Costa, E. S.; Santos, J.; Higuchi, N.; Oliveira, R. C. 2003. Influence of soil texture on carbon dynamics and storage potential in tropical forest soils of Amazonia. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(2): 1123-1135.

Thuille, A. & Schulze, E.D. 2006. Carbon dynamics in sucesional and afforested spruce stands in Thuringia and the Alps. *Global Change Biology*, 12: 325-342

Tian, H. & Hall, C.A.S. 1998. Modeling primary productivity of the terrestrial biosphere in changing environments: Toward a dynamic biosphere model. *Critical Reviews in Plant Sciences*, New York, 17(5): 541-557.

Tomasella, J.; Hodnett, M. G. 1996. Soil hydraulic properties and van Genuchten parameters for an oxisol under pasture in Central Amazônia.. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L.. (Org.). *Amazonian Deforestation and Climate*. Chichester, UK, 2: 101-124.

Tomasella, J.; Oyama, M. D. ; Hodnett, M. G. H. 1995. Validação de um modelo de água no solo em um local da Amazônia Central.. In: Clarke, R. T.; Chaudhry, F.; Baptista, M.. (Org.). *Desenvolvimento sustentável e recursos hídricos*. São Paulo, SP, 1: 111-115.

Van Groenigen, K.J.; Six, J.; Hungate, B.A.; de Graaff, M.A.; van Breemen, N.; van Kessel, C. 2006. Element interactions limit soil carbon storage. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 103: 6571-6574.

Vries, W.de; Reinds, G.J.; Gundersen, P.; Sterba, H. 2006. The impact of nitrogen deposition on carbon sequestration in European forests and forest soils. *Global Change Biology*, 12: 1151-1173.

Wallace, S. 2007. Last of the Amazon. *Natl Geogr.* 40-71.

Watson, R.T.; Noble, I.R.; Bolin, B.; Ravindranath, N.H.; Verardo, D.J.; Dokken, D.J. 2000. Land use, land use change and forestry: a special report of the IPCC. Cambridge: Cambridge, University Press, 377p.

Watson, R.T.; Core Writing Team (Ed). *Climate change 2001: synthesis report: third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge: IPCC: Cambridge University Press, 2001. 397p.

Wigley, T.M.L. & Schimel, D.S. 2000. *The carbon cycle*. Cambridge: Global Change Institute: Cambridge University Press, 292p.

Zinn, Y.L.; Lal, R.; Resck, D.V.S. 2005. Changes in soil organic carbon stocks under agriculture in Brazil. *Soil Till. Res.*, 84:28-40.

This document was created with Win2PDF available at <http://www.win2pdf.com>.  
The unregistered version of Win2PDF is for evaluation or non-commercial use only.  
This page will not be added after purchasing Win2PDF.

# Livros Grátis

( <http://www.livrosgratis.com.br> )

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)  
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)  
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)  
[Baixar livros de Matemática](#)  
[Baixar livros de Medicina](#)  
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)  
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)  
[Baixar livros de Meteorologia](#)  
[Baixar Monografias e TCC](#)  
[Baixar livros Multidisciplinar](#)  
[Baixar livros de Música](#)  
[Baixar livros de Psicologia](#)  
[Baixar livros de Química](#)  
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)  
[Baixar livros de Serviço Social](#)  
[Baixar livros de Sociologia](#)  
[Baixar livros de Teologia](#)  
[Baixar livros de Trabalho](#)  
[Baixar livros de Turismo](#)